

Meteoro logica

PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS

Versión en línea
Versión en CD-ROM

ISSN 1850-468X
ISSN 2347-0364

Volumen 41

Número 1

Año 2016

CONTENIDO:

- Mariana P. Torrero, Eduardo A. Agosta y Diego C. Araneo*
CARACTERÍSTICAS DE LA CIRCULACIÓN TROPOSFÉRICA ASOCIADA A LAS
VARIACIONES INTERANUALES DEL CAUDAL DEL RÍO TECKA – GUALJAINA,
ARGENTINA 3
- Leandro Cara, Mariano Masiokas, Maximiliano Viale y Ricardo Villalba*
ANÁLISIS DE LA COBERTURA NIVAL DE LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO
MENDOZA A PARTIR DE IMÁGENES MODIS 21
- Ricardo C. Moschini, Mario Acuña, Enrique Alberione, Julio Castellarín, Facundo
Ferraguti, Homero F. Lozza y Malvina I. Martínez*
VALIDACIÓN DE SISTEMAS DE PRONÓSTICO DEL IMPACTO DE LA FUSARIOSIS
DE LA ESPIGA EN CULTIVARES DE TRIGO 37
- Notas y Correspondencia
- Rubén Horacio Sarochar*
PRECIPITACIÓN CONVECTIVA Y ESTRATIFORME EN LA ESTACIÓN BUENOS
AIRES - OBSERVATORIO CENTRAL: UNA APROXIMACIÓN MÁS PRECISA A SU
DISCRIMINACIÓN 47

Meteorología

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTOR

JUAN RUIZ. CIMA, CONICET/FCEN-UBA. UMI-IFAECI, CNRS. DCAO, FCEN-UBA. ARGENTINA

EDITORES EJECUTIVOS

MARIANA BARRUCAND. DCAO, CONICET/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

T. AMBRIZZI - U. SAO PAULO/BRASIL

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

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

J. PAEGLE - U. UTAH/USA

H. CIAPPESONI - SMN/CONICET

I. VELASCO - UBA

J. RUTLLANT - U. CHILE/CHILE

G. NECCO - IAI/BRASIL

M. L. ALTINGER - UBA/CONICET

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

B. SCIAN - U. NAC. DEL SUR

P. WAYLEN - U. FLORIDA/USA

J. ZAWADSKI - MCGILL U./CANADA

R. D. GARREAUD 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 5266458.

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

Editorial

Estimados lectores, tenemos el agrado de presentar el primer número del volumen 41 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. Tenemos disponible un nuevo sitio web (<http://www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica/>). Esta página incluye un sistema de búsqueda de artículos por palabras clave que complementará el acceso on-line, libre y gratuito a los artículos publicados en la revista. Por otro lado permitirá difundir los trabajos publicados en la revista y presentar en formato breve los últimos trabajos aceptados para una mayor visibilidad de los mismos. Hemos también finalizado la preparación revisión y actualización de la política editorial de la revista. La misma se encuentra publicada en el sitio web para que pueda ser consultada.

La definición de nuestra política editorial, como así también la incorporación de nuevas funcionalidades en nuestra página web son parte del proceso de renovación encarado para conseguir la incorporación de Meteorologica en una mayor cantidad de bases de datos nacionales e internacionales, de forma tal de ofrecer mayor visibilidad a todos los trabajos que han sido publicados en la revista. Esta política de llevar a Meteorologica a una mayor cantidad de lectores se inició hace ya unos años, al llevar la misma a un formato on-line de libre acceso, no solamente a través de su página web, sino también al ser incluida en la biblioteca electrónica de SCIELO (<http://www.Scielo.org.ar>), desde donde se puede acceder a todos los números de la revista desde el año 2004. Recordamos que Meteorologica también se encuentra indizada en Meteorological & Geostrophysical Abstracts, se encuentra incluida en el catálogo del sistema LATINDEX, en las bases de datos EBSCO, SHERPA/ROMEO, DOAJ y forma parte del núcleo básico de Revistas Científicas Argentinas (CAICYT – CONICET).

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

CARACTERÍSTICAS DE LA CIRCULACIÓN TROPOSFÉRICA ASOCIADA A LAS VARIACIONES INTERANUALES DEL CAUDAL DEL RÍO TECKA – GUALJAINA, ARGENTINAMariana P. Torrero¹, Eduardo A. Agosta^{1,2,3}, Diego C. Araneo^{3,4}

¹ Equipo Interdisciplinario para el Estudio de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global, PEPACG, Facultad de Ciencias Físicomatemáticas e Ingeniería, Pontificia Universidad Católica Argentina “Santa María de los Buenos Aires” (UCA), ARGENTINA.

² Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG), Universidad Nacional de La Plata (UNLP), ARGENTINA.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), ARGENTINA.

⁴ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo, FCEN-UNCuyo, Mendoza, Argentina.

(Manuscrito recibido el 9 de marzo de 2015, en su versión final el 25 de julio de 2015)

RESUMEN

La cuenca del río Tecka – Gualjaina se localiza al Noroeste de la provincia de Chubut, Argentina y desarrolla una superficie de 5.318 km². El trabajo explora los forzantes del sistema atmósfera-océano asociados a la variabilidad interanual del caudal para la temporada de máximo caudal (de junio a noviembre), que representa el 80 % del total anual, y de mínimo caudal (de diciembre a mayo). El balance hídrico de la cuenca arrojó condiciones de aridez, por lo que el comportamiento temporal del caudal depende del de la precipitación. En el registro disponible 1956-2013 la serie de máximo caudal presentó tendencia negativa, con un cambio de régimen en las anomalías de caudal a comienzos de los 80, pasando de un predominio positivo antes a otro negativo después. La serie de mínimo caudal mostró ser más estacionaria, sin tendencia significativa. Los ciclos dominantes en ambas series temporales sólo se observaron en la alta frecuencia interanual (~ 2 años y $\sim 4-5$ años). Las teleconexiones y forzantes asociados a las series de caudal se analizaron para el período 1979-2013 mediante el reanálisis del ERA-Interim. Las variaciones interanuales del caudal máximo estuvieron asociadas a teleconexión troposférica de baja frecuencia (interanual) simétrica respecto del Ecuador, posiblemente asociada a variaciones en la convección tropical entre aproximadamente 10°N-10°S y 150°E-180°E, inducidas por variaciones de temperatura superficial del mar en el Pacífico occidental ecuatorial (entre 180°O-150°O). La teleconexión afectó la posición e intensidad de las corrientes en chorro subtropical y polar, alterando la trayectoria de sistemas baroclínicos invernales que precipitan en la región. Las variaciones interanuales del mínimo caudal estuvieron asociadas a una variabilidad de altas latitudes simétricamente anular, modulada por un tren de onda 3 en latitudes medias sobre el Pacífico Sur y el Atlántico Sur. Estas características pudieron haber favorecido cambios dinámicos en el transporte de humedad dando lugar a cambios en la precipitación hacia el centro-oeste y sur de la Patagonia, afectando la cuenca del río Tecka-Gualjaina. Los resultados muestran que al menos en el período 1979-2013, el río Tecka-Gualjaina tuvo

como forzante principal teleconexiones trópico-extratropical asociadas a variaciones en el calentamiento de las temperaturas de la superficie del mar del Pacífico central ecuatorial, en parte debido a la actividad de El Niño – Oscilación del Sur (ENOS).
Palabras clave: río Tecka-Gualjaina, Caudal, Dinámica fluvial, Teleconexiones troposféricas

**TROPOSPHERIC CIRCULATION FEATURES ASSOCIATED WITH
 INTERANNUAL STREAMFLOW VARIABILITY OF THE TECKA - GUALJAINA
 RIVER IN ARGENTINA**

ABSTRACT

The basin of the Tecka-Gualjaina River is located in the northwest of the Chubut Province, extended over an area of 5,318 km². The paper explores the influence of the atmosphere-ocean system on the interannual streamflow variability for the season of maximum streamflow (from June to November), which represents 80 % of the annual streamflow, and of minimum streamflow (from December to May). The Hydric balance yielded dryness conditions, for which the temporal behavior of the streamflow depends on precipitation. The maximum streamflow series showed negative trend in the full available record 1956-2013, with a change in the regime of streamflow anomalies by the beginning of the 80s, evolving from a positive predominance before to a negative one after. The minimum streamflow series was more stationary, without significant trend. The dominant cycles in both time series are only observed in the interannual high frequency (~ 2 years and $\sim 4-5$ years). Teleconnections and forcing associated to the streamflow time series were analyzed in the period 1979-2013 using ERA-Interim reanalysis. The year-to-year variations of maximum streamflow time series were associated with low frequency (interannual) tropospheric teleconnection, symmetric about the equator, possibly associated with variations of tropical convection between about 10° N-10° S and 150° E -180° E, induced by variations of sea surface temperature in the equatorial western Pacific (180° W-150° W). The teleconnection affected the position and intensity of the subtropical and polar jets, altering the trajectory of winter baroclinic systems that precipitate in the region. The year-to-year variations of maximum streamflow time series were associated with a high latitude annular mode-like variability, modulated by a wave-3 train at mid-latitudes over the South Pacific and South Atlantic. These features might have favored dynamic changes in the extratropical moisture transport leading to changes in precipitation towards the mid-west and southern Patagonia, affecting the Tecka-Gualjaina River basin. The results showed that at least between 1979 and 2013, the Tecka-Gualjaina River streamflow variability had tropic-extratropical teleconnections as a main forcing, associated with variations in the warming of sea surface temperatures of the equatorial central Pacific, being partly due to ENSO activity.

Keywords: Tecka-Gualjaina River, streamflow, fluvial dynamics, tropospheric teleconnection

1. INTRODUCCIÓN

El río Tecka nace en las sierras occidentales de la provincia de Chubut, Argentina, a 1.350 msnm, a los 43°35'18"S y 71°21'03"O fluyendo inicialmente en sentido O – E durante unos 45 km, para luego tomar rumbo S – N hasta su desembocadura en el río Chubut. En la afluencia del Arroyo Pescado, 43°02'22"S; 70°47'23"O, el río Tecka toma el nombre de río Gualjaina; y entre ambos poseen una longitud de 206 km. Estos ríos, dan nombre a la cuenca del río Tecka–Gualjaina de 5.318 km² que forma parte de la cuenca exorreica de vertiente atlántica del río Chubut (ver Fig. 1). A lo largo de su recorrido, el río atraviesa distintas áreas moldeadas a través del tiempo por numerosos procesos geológicos y morfogenéticos. El valle se caracteriza por una llanura aluvial con áreas cóncavas, inundables y terrazas bajas (Beeskow y otros, 1987). La vegetación predominante es de estepa subarbusciva-graminosa (INTA, 2002).

La cuenca del río Tecka-Gualjaina se localiza plenamente en la Patagonia argentina meridional, a sotavento de los Andes patagónicos centrales. El clima es desértico templado (Csb, según la clasificación climática de Köppen y Geiger, Peel y otros, 2007) con precipitaciones predominantemente invernales. La circulación troposférica media de capas bajas se caracteriza por estar bajo el dominio del llamado “cinturón de los oestes” de las latitudes medias del Hemisferio Sur, que consiste en vientos predominantes del oeste. Estos vientos transportan humedad desde el Pacífico Sur que condensa en las cumbres andinas alcanzando la máxima precipitación las montañas. Luego descienden no saturados sobre las planicies esteparias de la Patagonia oriental en dirección del Atlántico (Hoffman, 1992). Este cinturón de vientos se relaciona con patrones de precipitación pluvial asociados a la circulación troposférica, los cuales producen cambios en la disponibilidad de humedad a escala mensual, estacional e interanual. Es decir, estos cambios son regidos por la intensidad de los vientos del oeste en los niveles bajos y en su interacción con la Cordillera de los

Andes (Aravena y Luckman, 2009; Berman y otros, 2012; Garreaud y otros, 2013; Lenaerts y otros, 2014). Los típicos sistemas meteorológicos sinópticos (perturbaciones extratropicales baroclínicas embebidas en los vientos del oeste) se propagan hacia el este y se ven profundamente perturbados por la cordillera de los Andes, lo que lleva a precipitación orográfica incrementada en la escala sinóptica, a barlovento de los Andes (Carrasco y otros, 2002; Smith y Evans, 2007). En consecuencia, la precipitación media disminuye notoriamente a los pocos kilómetros de su cruce de las altas cumbres hacia el este y pendiente abajo, dando lugar a una marcada desaparición de la vegetación y muy escasa precipitación que se prolonga hasta la costa atlántica (Prohaska, 1976; Puelo y otros, 1998; Carrasco y otros, 2002).

El río Tecka-Gualjaina es uno de los principales tributarios del río Chubut, el cual aguas abajo

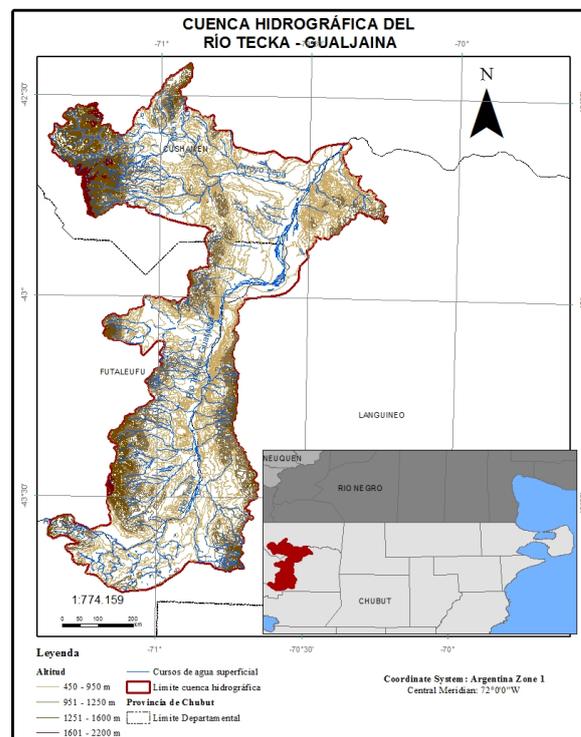


Figura 1: Cuenca del río Tecka–Gualjaina (Chubut, Argentina) y referencias complementarias.

se transforma en un río alóctono que se desplaza a través de la meseta patagónica. La relación entre el clima y el río Chubut es la que más se ha estudiado en la literatura. En la cuenca del río Chubut los mayores caudales se presentan a fines del invierno, comienzo de la primavera. Sus variaciones responden a las variaciones en la intensidad de la corriente de los oestes y son independientes de la oscilación El Niño-Oscilación del Sur (ENOS; Caviedes, 1998). En las estaciones localizadas en el Alto Chubut y Chubut Medio, no se detectan cambios en las series analizadas, excepto por algunas evidencias de variaciones decrecientes en el caudal de otoño y verano, respectivamente. Pasquini y Depetris (2007), encontraron en el Chubut medio evidencias de tendencias negativas en las series históricas (1943-2003) de caudales mensuales de enero a julio, con cambios significativos para los meses estivales, en coincidencia con lo hallado. Respecto a la relación de la circulación troposférica en baja frecuencia y las variaciones de caudal de ríos en esta región, Compagnucci y Araneo (2007) y Araneo y Compagnucci (2008) estudiaron la variabilidad histórica (1943-2004) del río Chubut, estación Los Altares (43° 51' 00"S; 68° 30' 00"O; 275 msnm). Los autores encontraron que sus caudales están principalmente controlados por patrones de ondas estacionarias cortas sobre el Pacífico Sur subtropical, para los cuales el ENOS presenta bajo potencial de predictibilidad.

En las áreas semiáridas la disponibilidad del recurso hídrico es un factor limitante para el desarrollo local y provincial, los cuales constituyen, además, sistemas especialmente vulnerables a los cambios actuales del uso del suelo y del clima (Gómez Rodríguez, 2008). Asimismo, recientemente hay un interés creciente de conocer los forzantes climáticos que afectan localmente los procesos asociados a variación y/o cambio de la precipitación o temperatura en una dada región a fin de poder evaluar más eficientemente las posibles condiciones futuras frente al cambio climático (IPCC, 2013). Es por ello que conocer las características particulares de la dinámica climatológica y su relación con

los procesos y la dinámica hidrológica local de la cuenca del río Tecka-Gualjaina contribuye a la evaluación ambiental de la región con el fin de optimizar el manejo, uso, disfrute y preservación del recurso hídrico. Esto permitirá mejorar e impulsar el desarrollo económico y social regional futuro, sin comprometer los ecosistemas. En tal sentido, este trabajo forma parte del estudio integral de la cuenca del río Tecka-Gualjaina, en la provincia de Chubut. Los resultados obtenidos contribuirán al conocimiento del funcionamiento ambiental de este espacio.

Por ello, a fin de conocer la relación entre las condiciones atmosféricas y el caudal del río Tecka-Gualjaina, el objetivo del trabajo es explorar los forzantes del sistema atmósfera-océano asociados a la variabilidad interanual de máximo y mínimo caudal. La hipótesis es que los forzantes climáticos del comportamiento hidrológico de este río pueden presentar características diferenciales a lo largo del ciclo anual.

Sin embargo de acuerdo a Remenieras (1974), existe una estrecha relación entre las precipitaciones y el caudal de un arroyo, esto no significa que ante una precipitación de intensidad determinada le corresponda un caudal igual, dado que este último está condicionado por muchos factores. Por lo tanto, los caudales pueden ser muy diferentes ante años de precipitaciones semejantes. Esta relación caudal-precipitación debe cuantificarse para cada situación, lo cual impone la necesidad de realizar un balance hídrico previo. En una cuenca hidrográfica el caudal de un río, definido como el volumen de escorrentía superficial por unidad de tiempo (Bruniard, 1992; Monsalve Sáenz, 1999) depende de factores como el clima, la vegetación y el complejo suelo-sustrato. Es decir, procesos como la precipitación, evaporación, interceptación, transpiración, infiltración y almacenamiento inciden directamente sobre el caudal. Asimismo, factores de naturaleza humana como los relacionados con la intervención antropogénica, influyen en la escorrentía superficial. Por ello, es indispensable valorar la respuesta del río frente

a estos factores (Heras, 1972; Pedraza, 1996; Monsalve Sáenz, 1999). En consecuencia, a fin de evaluar si el sistema hídrico del Tecka-Gualjaina presenta excesos que puedan incidir en la variabilidad del caudal también se estimará su balance hídrico.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Análisis de datos hidrológicos

El método aplicado para realizar el balance hídrico en la cuenca es el elaborado por Thornthwaite y Mather (1957), cuyos elementos principales necesarios para realizar el cálculo son la precipitación y la evaporación potencial o necesidad de agua. Para ello se emplearon los datos de precipitación y temperatura suministrados por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRHN, 2014), correspondientes a las estaciones de Gualjaina (42°42'S; 70°30'O; 470 msnm) y Valle Chico (42°47'59"S; 71°12'O; 566 msnm) respectivamente, distantes 50 km entre sí. Estos datos se encuentran disponibles para el período 1993-2013, por lo que el balance se realiza sobre ese período. Cabe recordar que el balance hídrico refleja la dinámica de la disponibilidad hídrica en función de la temperatura, la precipitación, la evapotranspiración y el almacenaje de agua en el suelo. El ingreso de agua está dado por la precipitación y la salida por la evapotranspiración, la percolación y el escurrimiento. Si bien es cierto que en las pérdidas también participan la percolación y el escurrimiento, en este balance solo se consideran las pérdidas por evapotranspiración que es el valor que se calcula a partir de los datos de temperatura y precipitación disponibles (Thornthwaite y Mather 1957). En el balance, si la precipitación es mayor que la evapotranspiración ($P > E$), primero se cubrirán las reservas de agua en el suelo (R), la cual depende del tipo de suelo, su capacidad de retención, porosidad, permeabilidad, etc. Si la precipitación es menor que la evapotranspiración ($P < E$), primeramente se utilizará la reserva de agua (R) que haya en el suelo. Si esta reserva

es insuficiente para compensar la necesidad de agua, se entrará en déficit (D). Si la cantidad de precipitación es mayor que la necesaria para satisfacer esta demanda, se produce un exceso de agua (Ex) (Campo de Ferreras y otros, 2004). El exceso se refleja en la generación de escorrentía subterránea alimentando a las capas freáticas, o superficial, en dirección hacia las depresiones naturales del terreno y/o hacia la red hidrográfica (conformando el caudal). En el caso de producirse lluvias torrenciales y dependiendo de la tasa de infiltración del suelo, la intensidad de la lluvia, la cobertura vegetal, etc., el escurrimiento superficial puede producirse sin necesidad de haberse colmado esta capacidad. Asimismo, las aguas subterráneas también pueden alimentar a la red hidrográfica (ríos o lagunas) o moverse lentamente hacia el mar. En la ecuación de balance la relación entre el déficit y la necesidad de agua está dada por el índice de aridez. El índice de humedad muestra la relación entre el exceso y la necesidad de agua. Las variaciones estacionales de la efectividad hídrica se reflejan en la variación del índice hídrico, que determina el tipo climático de las distintas estaciones meteorológicas. Asimismo, se elaboró el diagrama ombrotérmico de Gaussen (1954, 1955) para determinar la existencia y duración de períodos secos (Castillo y Castellví Sentis, 2001). A fin de analizar la dinámica anual de las precipitaciones y el caudal, se graficaron las curvas de ambos elementos para 1993-2013. El comportamiento es producto de la relación entre los factores de intercepción, retención, infiltración y evapotranspiración.

2.2. Análisis temporal de la serie de caudales del Tecka-Gualjaina

Los datos de caudal empleados corresponden al registro de la estación Gualjaina para el período junio 1956- mayo 2013, suministrados por la SRHN; que contiene un 2% de datos faltantes, los cuales fueron interpolados por regresión lineal con datos de la estación Los Altares (43° 51' 00"S; 68° 30' 00"O; 275 msnm), cuyos registros mensuales presentan correlaciones superiores a 0,80. El comportamiento de baja frecuencia en las series

temporales de caudal se analizó con la técnica de la serie temporal de anomalías acumuladas (Lozowski et al. 1989). Máximos y mínimos en la serie acumulada revela cambios en la tendencia dominante o saltos en las anomalías. Asimismo, la tendencia lineal se estimó por cuadrados mínimos y su significancia se evaluó a través del coeficiente de correlación lineal convencional (Önöz 2003). El mismo modelo de regresión lineal fue empleado para estimar los cambios por tendencias en las series temporales. Se aplicó el método de wavelet para detectar oscilaciones significativas no estacionarias en el dominio espacio-tiempo según lo descrito por Torrence y Compo (1998). Para ello se adaptó el código correspondiente en lenguaje Matlab disponible en el URL: <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>.

2.3. Análisis de datos atmosféricos y oceánicos

La información de la atmósfera en niveles isobáricos de función corriente (PSI, [s-1]), viento zonal (U, [m s-1]), presión al nivel del mar (PNM, [hPa]), y del flujo horizontal de humedad verticalmente integrado (FHVI, [kg m-1s-1]) entre las capas de superficie y el nivel de 100hPa, proviene de salidas mensuales de reanálisis del ERA-interim (accedidos desde el ULR <http://apps.ecmwf.int/datasets/>) en una resolución espacial de 1,5° de latitud y longitud. El reanálisis ERA-Interim es el último de los reanálisis de la European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), considerado de tercera generación, que cubre el período posterior a 1979, soslayando las posibles inhomogeneidades por incorporación masiva de información satelital (Berrisford y otros 2011).

Los datos reconstruidos de la temperatura superficial del mar (TSM [°K]) corresponden a la versión 1 de reconstrucciones mensuales de Sea Ice and Sea Surface Temperature del Hadley Center (HADISST1) que tienen una resolución espacial de 1° de latitud y longitud (accedidos desde el ULR <http://hadobs.metoffice.gov.uk/hadisst/>).

Se emplearon datos mensuales de Radiación de Onda Larga Saliente (ORL, en inglés, [watt m-2]) de los archivos del NCAR, interpolados espacialmente en un enrejado de 2,5° de latitud y longitud por la NOAA (accedidos desde el ULR <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/>). También se emplearon índices oceánicos correspondientes a distintas regiones de El Niño como estimadores de las fases del ENOS, a saber el Niño4, Niño 3.4, Niño3 y Niño1+2 provistos por el “Climatic Data Center” de la NOAA (accedidos desde el ULR <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>).

Los datos de precipitación mensual consisten en valores mensuales de precipitación donde las observaciones se fusionan con estimaciones de precipitación de algoritmos basados en diversos satélites bajo la técnica denominada CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation; [mm d-1]). El análisis está sobre un enrejado de 2,5° de latitud y longitud (accedidos desde el ULR http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_precip/html/wpage.cmap.html/) y está disponible desde 1979 (Xie y Arkin 1997). A nivel regional, se emplearon datos observados históricos e interpolados en un enrejado de 0,5° de latitud y longitud sobre tierra provistos por el Climatic Research Unit versión TS 3.21 (accedidos desde el ULR <http://badc.nerc.ac.uk/>).

La exploración de la relación entre el caudal del río y sistema atmósfera-oceano se realiza mediante la estimación de campos de correlación simple de Pearson entre variables de la atmósfera y la temperatura superficial del mar (TSM), con el caudal total acumulado en las temporadas de máximo y mínimo caudal en el período 1979-2013. Los campos se testean con un test uni-variado correspondiente a la correlación simple, mediante la transformación Z de Fisher (Wilks, 2006). Las áreas de correlación significativa, por ejemplo sobre el campo de presión, indican centros de acción de la presión en relación a las variaciones del caudal del río Tecka-Gualjaina. Es decir, los centros de acción manifiestan amplitudes del campo de presión asociadas con el caudal.

3. RESULTADOS

3.1. Caracterización hidrológica

La Figura 2 muestra el balance hídrico en la localidad de Gualjaina para el período 1979-2013. Este período no presenta exceso de agua. Durante los meses de junio y julio la precipitación es mayor que la evapotranspiración y permite alimentar las reservas de agua en el suelo (recarga). Luego le sigue un período de utilización, durante los meses de agosto y septiembre, cuando la precipitación es menor que la evapotranspiración, aquí es cuando primero se recurre al uso de la reserva de agua que haya en el suelo. Cuando la reserva es insuficiente para compensar la necesidad de agua, se entrará en un período de déficit, el que se evidencia durante los meses de octubre a mayo. De esta manera, a partir de la información provista en el período analizado la cuenca hídrica se caracteriza por presentar condiciones de aridez (Fig. 2 y Fig. 3) y la prevalencia de déficit (558,5 mm) durante el otoño, la primavera y el verano, estación en la cual se intensifica. Las precipitaciones de comienzo del período invernal (junio y julio) contribuyen al proceso de recarga (12,2 mm) a él, le sigue un período (agosto y septiembre) de utilización (12,2 mm) cuando las lluvias comienzan a disminuir. El tipo climático correspondiente, según los índices hídrico y térmico de Thornthwaite (1948) es árido (-48,8) mesotérmico (635 mm) respectivamente.

En consecuencia, dado que no existe exceso en el balance hídrico, el comportamiento del caudal a lo largo del ciclo anual y en el tiempo dependerá directamente de la precipitación simultánea, líquida o sólida, y su fusión. En la Figura 4 las barras representan las precipitaciones y se observa una concentración de mayores aportes durante el período invernal. El caudal representado por la línea continua muestra dos picos importantes, el primero en agosto y asociado a las precipitaciones del período y el segundo pico en octubre producto de la fusión de la nieve. Por ello puede decirse que el río se caracteriza por presentar un régimen nivo-pluvial, con un caudal máximo en el mes de octubre (valor

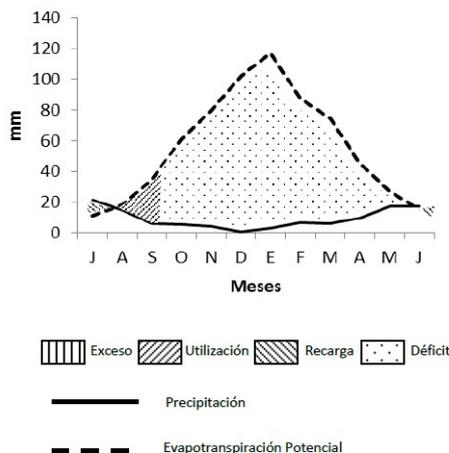


Figura 2: Balance hídrico para el período 1993-2013 en la localidad de Gualjaina.

medio de 29,3 m³/s), producto de la fusión de nieve acumulada en invierno (Fig. 4). El aumento del caudal en el mes de agosto (valor medio de 26 m³/s) sería consecuencia de las abundantes precipitaciones registradas durante julio (Fig. 4). El alto coeficiente de escorrentía determinó que más del 70 % del agua precipitada escurre superficialmente.

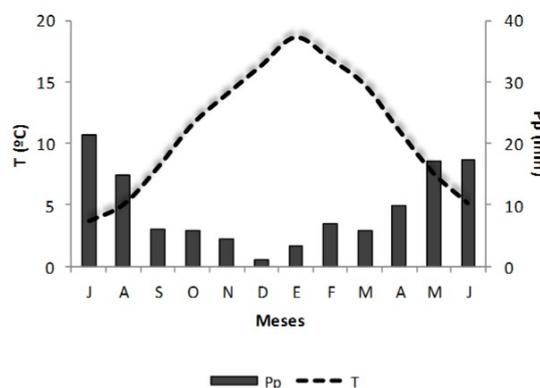


Figura 3: Diagrama ombrotérmico (o climograma) para el período 1993-2013 en la localidad de Gualjaina. Abscisas: meses del año. Ordenadas: eje izquierdo, temperatura (T, línea de trazos) en grados Celsius; eje derecho, precipitación (Pp, barras) en milímetros.

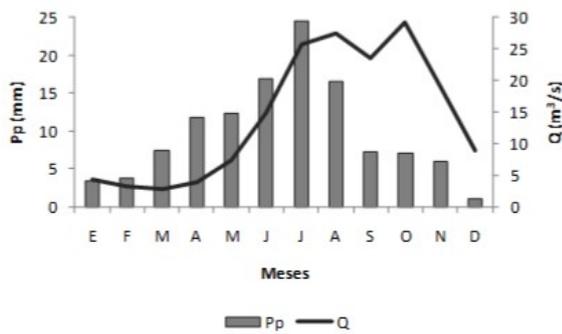


Figura 4: Ciclo anual de la precipitación en la cuenca del río Gualjaina y su caudal en el período 1993-2013. Abscisas: meses del año. Ordenadas: eje izquierdo, precipitación (Pp, barras) en milímetros; eje derecho, caudal (Q, línea) en metros cúbicos por segundos.

Por lo tanto, el análisis del balance hídrico afirma la importancia relativa de los elementos climáticos en la interpretación del comportamiento hidrológico. Así, las características físicas de esta cuenca con una extensa superficie de pendientes moderadas, fuertes e impermeables, favorece el escurrimiento; proceso que se encuentra beneficiado por las condiciones ambientales características del área. En pocas palabras, cabe esperar una alta relación entre precipitación y caudal en la cuenca del río Tecka-Gualjaina, lo cual permitirá evaluar las características principales de la circulación troposférica asociada a los caudales.

3.2. Variabilidad temporal de los caudales

La exploración de las variables atmosféricas y del océano a partir de la correlación con el caudal del río Tecka-Gualjaina para distintas temporadas (o sub-períodos) del ciclo anual mostró que las señales más distintivas se encuentran para el semestre de junio a noviembre (JJASON) que presenta máximo caudal, el cual representa el 80% del caudal anual, y para el semestre de diciembre a mayo (DEFMAM) de mínimo caudal. La Figura 5 muestra las series temporales de la anomalía de caudal para cada temporada de caudal máximo y de caudal mínimo (curva en

barras). Las anomalías se calcularon sobre el registro total 1957-2013.

En la temporada de máximo caudal, la media es de 134,92 m³/s y para la temporada de mínimo, la media es de 30,32 m³/s. Sólo la temporada JJASON muestra una tendencia general negativa ($r=-1,05\text{m}^3/\text{s}$), significativamente distinta de cero al 95% de confianza. Esta tendencia negativa parece resultar de un cambio de régimen con valores predominantemente por sobre la media en las décadas anteriores a los 1980s hacia valores predominantemente negativos posteriormente. Lo anterior queda enfatizado mediante la serie interanual de acumulados para JJASON (curva continua azul) que muestra valores crecientes desde el comienzo del registro hasta un máximo absoluto hacia comienzos de la década de 1980s, seguido luego de

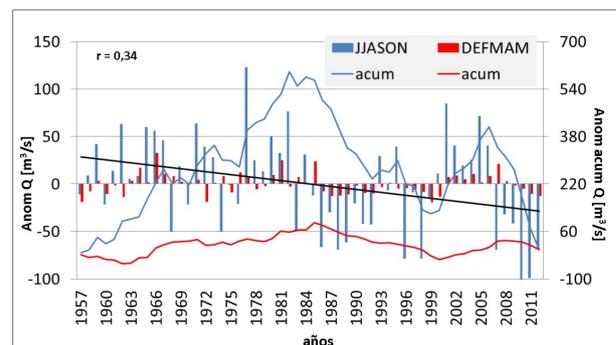


Figura 5: Eje izquierdo: serie temporal interanual de anomalías (Anom) de caudal total (Q) del río Tecka-Gualjaina para el semestre de máximo caudal (JJASON, barra azul) y de mínimo caudal (DEFMAM, barra roja) en el período 1956-2013. Eje derecho: serie temporal interanual de la anomalía acumulada (acum) de caudal total del río Tecka-Gualjaina para el semestre de máximo caudal (JJASON, línea azul) y de mínimo caudal (DEFMAM, línea roja) en el mismo período. Línea continua negra: curva de tendencia lineal para la serie temporal JJASON, y su coeficiente de correlación (r). Unidades en metros cúbicos por segundo.

valores decrecientes hasta finales del registro, interrumpidos sólo hacia el 2006 por un máximo relativo como consecuencia de un corto período de anomalías negativas en el 2000 y el 2006. Para DEFMAM, la serie de anomalías acumuladas (curva continua roja) muestra características temporales más oscilantes, con un máximo absoluto hacia 1984, aunque presenta amplitudes menos definidas. El análisis de potencia espectral wavelet mostró que para ambas series temporales de caudales no hay oscilaciones dominantes a lo largo del registro en las más bajas frecuencias, sólo aparecen unos picos en la wavelet global en valores cercanos a los 2 años para ambos semestres (Fig. 6b y 6d). La banda en torno a los 4-5 años tiene presencia significativa hacia comienzos de los 70 en la serie JJASON y en los 80 para DEFMAM (Fig. 6a y 6c).

3.3. Caudal y teleconexiones atmosféricas en el período 1979-2013

Las teleconexiones y forzantes asociados a las variaciones interanuales de las series de caudal del Tecka-Gualjaina se analizan con el reanálisis ERA-Interim a partir de 1979. En la sección previa vimos que en la mayor parte de este período predomina un régimen de caudales más disminuidos. Para la temporada de máximo caudal (JJASON), los campos de correlación entre el caudal acumulado del río Tecka-Gualjaina y el flujo rotacional (PSI) en 250hPa (Fig. 7a), el viento zonal (U) en 200hPa (Fig. 7b) y la presión a nivel del mar (PNM, Fig. 7c) describen señales significativas de circulación troposférica, zonalmente alargadas sobre la cuenca del Pacífico Sur. Los centros de acción significativos sugieren posible propagación meridional de ondas cuasi-estacionarias de Rossby desde el Pacífico ecuatorial occidental. Estas perturbaciones cuasi-estacionarias del flujo medio modificarían el comportamiento de la rama descendente de la celda Hadley sobre latitudes subtropicales y medias del Pacífico y Sudamérica, modulando la posición de la corriente en chorro subtropical (Fig. 7b), la cual actúa como guía de perturbaciones transientes (Barnes y Hartmann, 2011; Lu et al, 2010;

Staten y Reichler, 2014). En niveles bajos de tropósfera sobre la cuenca del Pacífico Sur, las anomalías muestran una actividad del anticiclón del Pacífico sur disminuida, y un aumento de presiones en altas latitudes, indicando posiblemente una mayor actividad bloqueante del flujo (Fig. 7c), afectando asimismo la posición media del frente polar. Estos cambios inducidos en la posición media de la corriente en chorro subtropical y polar favorecerían un corredor zonal de mayor convección y precipitación incrementada en la cuenca del Pacífico sur subtropical y de latitudes medias, que se extiende hasta el sur de Sudamérica afectando la región bajo estudio (ver Fig. 8a, b, c). En consecuencia, entre 20°S y 40°S el transporte anómalo de humedad es hacia el Este, desde menores latitudes (Fig. 7d), con un máximo de convergencia de humedad sobre los Andes Patagónicos, en las latitudes de la naciente del río Tecka-Gualjaina. Es muy probable que estas anomalías de circulación troposférica respondan a las asimetrías zonales significativas de TSM en latitudes ecuatoriales del Pacífico occidental (ver Fig. 8a). El excedente (déficit) de calor asociado a las anomalías de TSM ecuatoriales induciría convergencia (divergencia) de humedad en la columna sobre el Pacífico ecuatorial occidental (Fig. 7d), generando convección anómala (ver Fig. 8b) sobre el área, lo cual incrementaría (disminuiría) la precipitación en el Pacífico ecuatorial occidental (ver Fig. 8c). Por otra parte tales asimetrías zonales de TSM podrían identificarse parcialmente con la fase inicial e intermedia del ENOS, a lo largo de su evolución espacial entre junio y diciembre (Sarachik y Cane, 2010). La correlación del caudal del río Tecka-Gualjaina con las series de TSM en las regiones Niño4 y Niño3.4 son 0,39 y 0,34 respectivamente, ambas significativas al 95 % de confianza. Asimismo, la correlación móvil para una ventana N=13, muestra que los valores de correlación son relativamente estacionarios y se incrementan a partir de mediados de los 80, pudiendo alcanzar un valor de correlación de $\sim 0,60$ entre 1998 y el 2013 (figuras no mostradas).

Los centros de acción denotados en la

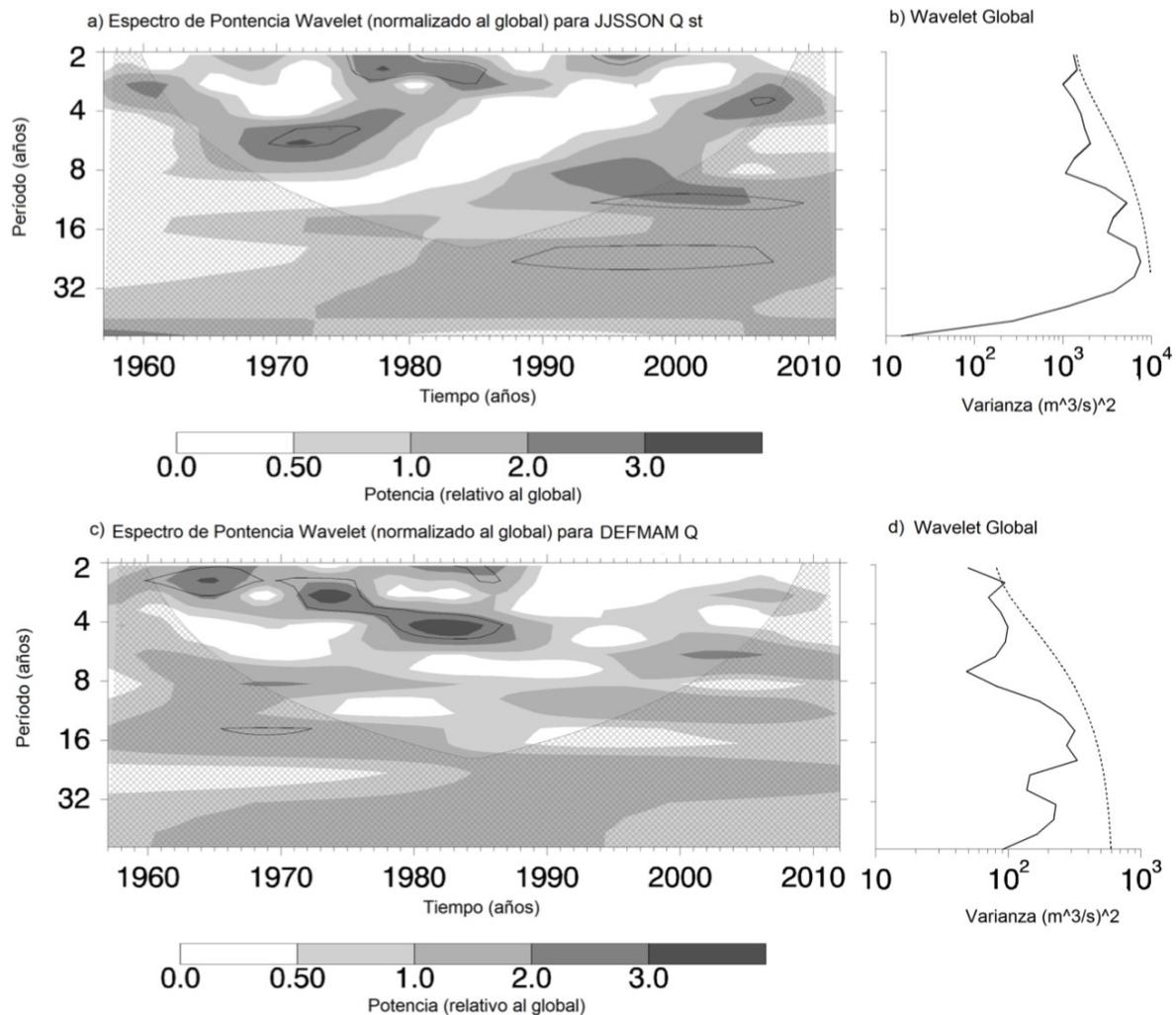


Figura 6: a) y c) Espectro de potencia wavelet. La potencia está normalizada según el espectro global de wavelet (b y d). El área rayada representa el cono de influencia donde la potencia puede no ser significativa. El contorno negro es el nivel de significancia al 10% usando un espectro nulo de ruido rojo (autoregresivo de lag 1). d) y d) Espectro global de wavelet (curva negra). La curva en rayas es la significancia del espectro global wavelet, asumiendo la misma significancia del espectro nulo en a) y c) (Torrence y Compo 1998).

Fig. 7 y la Fig. 8 sugieren ondulaciones troposféricas de Rossby y asimetrías de TSM similares a las asociadas a la dinámica del ENSO, aunque no estrictamente restringidas a la ocurrencia canónica del fenómeno. Las variaciones zonales de TSM ecuatoriales fuerzan anomalías de circulación troposférica en la región ecuatorial que, subsecuentemente, fuerzan una intensificación anómala de la corriente en chorro subtropical (Gill, 1980, Seager y otros,

2003; Seager y otros, 2005). Flujos anómalos en superficie adicionalmente contribuyen a enfriamiento anómalo de la TSM en los extratropicos (Lau y Nath, 1996), como los mostrados en la Fig. 8a. Este tipo de variabilidad de forzante tropical es conocido como la circulación meridional conducida por las perturbaciones transientes. Se trata de otra manera, además de las ondas de Rossby cuasi-estacionarias, en que los trópicos influyen

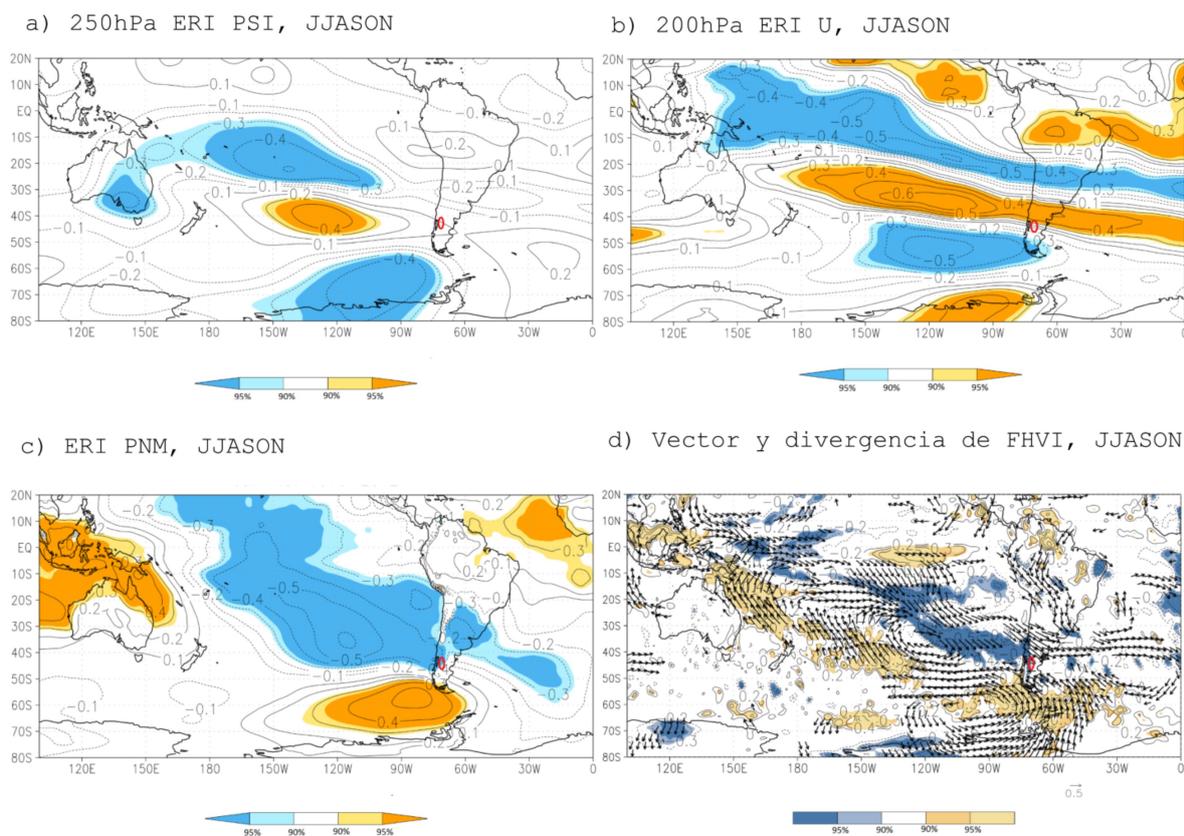


Figura 7: Campo de correlación en el período 1979-2013 entre el caudal total del río Tecka-Gualjaina acumulado en el semestre de máximo caudal (JJASON) y el campo medio de a) función corriente (PSI) en 250hPa; b) viento zonal (U) en 200 hPa, c) presión a nivel medio del mar (PNM), áreas sombreadas significativas al 90% y 95% de confianza en tonos azul para correlación negativa y en tonos amarillo para correlación positiva; y d) vector flujo horizontal de humedad verticalmente integrado (FHVI) en la capa superficie/100hPa, vectores de correlación mostrados significativos al 90% de confianza; y divergencia horizontal en la columna (sombreado tonos de azul, correlación negativa –convergencia- y sombreado en tonos de amarillo, correlación positiva –divergencia- al 90% y 95% de confianza). Variables atmosféricas del reanálisis ERA-interim (ERI). Círculo rojo: ubicación de la cuenca del Tecka-Gualjaina.

las latitudes medias a lo largo del año (Seager y otros, 2003).

Dentro de este semestre de máximo caudal, el río Tecka-Gualjaina presenta un pico en el mes de octubre (ver Fig. 4). La variación interanual de este máximo está asociada a variación del acumulado de precipitación entre mayo y julio sobre los Andes patagónicos centrales, junto con cambios en el campo de temperatura en gran

parte de Patagonia en ese trimestre (ver Fig. 9). Así, el máximo de octubre aumenta (disminuye) con aumento (diminución) de precipitación invernal junto con enfriamiento (calentamiento) de la temperatura del aire. Esta concurrencia entre el campo de precipitación y de temperatura indicaría que se trata de variaciones en el acumulado níveo sobre los Andes. Un invierno húmedo (seco) y frío (cálido) favorecerá un pico de caudal incrementado (disminuido) en octubre.

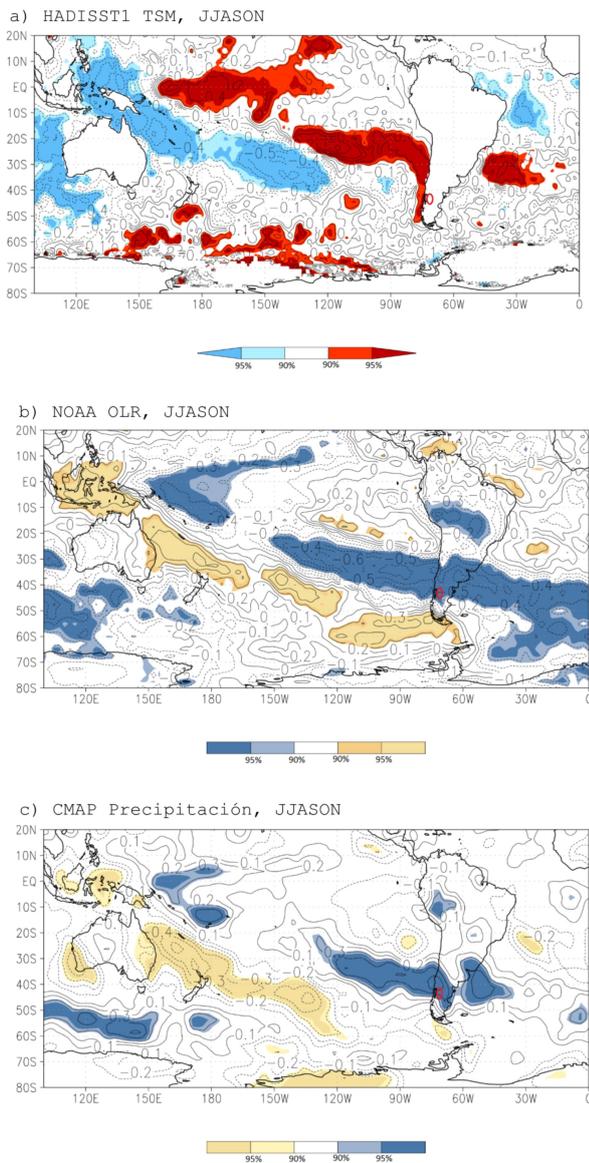


Figura 8: Correlación en el período 1979-2013 entre el caudal total del río Tecka-Gualjaina en JJASON y valor medio de a) Temperatura Superficial del Mar (TSM), de la base HADISST1; b) Onda Larga Saliente (OLR) de la NOAA; y c) Precipitación provistos por el CMAP. Sombreados, correlaciones significativas al 90 % y 95 % de confianza. Circulo rojo: ubicación de la cuenca del Tecka-Gualjaina.

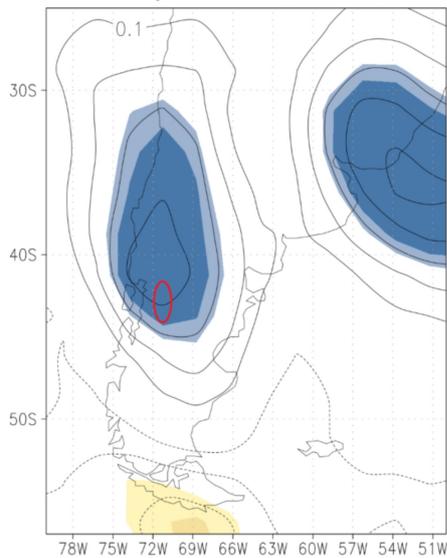
Es decir, un invierno frío favorecería que la nieve permanezca acumulada sin fundirse hasta la llegada de la primavera. Lo contrario, un invierno cálido, daría derretimientos parciales luego de cada nevada que contribuirían a aumentar el caudal base en detrimento del máximo de octubre. Por otra parte el campo térmico de la primavera (septiembre y octubre) no juega un rol significativo en las variaciones de este máximo de octubre (figuras no mostradas).

La variación interanual del caudal en el semestre de mínimo caudal (DEFMAM) se encuentra asociada a una circulación troposférica dominada por la variabilidad de altas latitudes, zonalmente simétrica, modulada en latitudes medias por una estructura del tipo onda 3 sobre el Pacífico Sur y el Atlántico Sur (ver Fig. 10a y 10c) de signo opuesto al de más altas latitudes (Fig. 10c). Esta modulación del campo medio favorece cambios significativos del transporte de humedad en toda la tropósfera, el cual favorece la convergencia (divergencia) significativa de humedad en la columna sobre la región occidental de Patagonia central (ver Fig. 10b), la cual estaría asociada a excesos (déficits) de los caudales en este río. Por otra parte, esta circulación troposférica media sobre Patagonia, con sus variaciones en la convergencia de humedad, impacta significativamente en la ocurrencia de precipitación en los Andes patagónicos centrales hacia el sur de Patagonia (ver Fig. 10d), lo cual afecta en última instancia el caudal del río Tecka-Gualjaina.

4. CONCLUSIONES

El balance hídrico del río Tecka-Gualjaina, localizado en un ambiente climático del tipo árido mesotérmico, mostró condiciones prevalentes de aridez (no exceso), por lo que comportamiento del caudal a lo largo del ciclo anual dependerá principalmente del comportamiento simultáneo de la precipitación y la fusión de nieve invernal. El alto coeficiente de escorrentía señala que más del 70 % del agua precipitada escurre superficialmente. La exploración de los caudales acumulados y la circulación troposférica mostró

a) CMAP Precipitación, MJJ



b) ERI T sup, MJJ

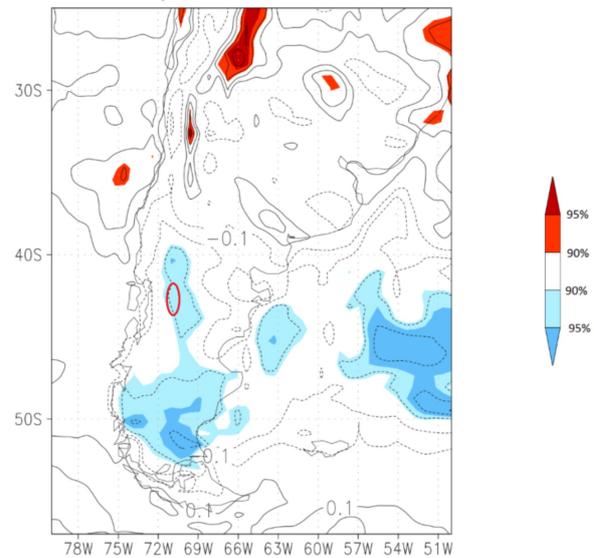


Figura 9: Campo de correlación en el período 1979-2013 entre el caudal mensual del río Tecka-Gualjaina en octubre y a) la precipitación media del CMAP; y b) la temperatura media del aire en superficie (T sup) del ERA-Interim (ERI), en el trimestre mayo-junio-julio (MJJ). Áreas sombreadas, correlaciones significativas al 90 % y 95 % de confianza. Círculo rojo: ubicación de la cuenca del Tecka-Gualjaina.

una respuesta máxima de señales significativas cuando los acumulados se agruparon en dos temporadas: de máximo caudal, entre junio y noviembre, que acumula más del 80 % del caudal total anual, y la temporada de mínimo caudal, de diciembre a mayo. La variabilidad temporal de las series del caudal fue analizado en el período máximo de datos disponibles (1956-2013). Se mostró que los caudales en la temporada de máximo caudal (de junio a noviembre) presentaron tendencia negativa, con un cambio de régimen en las anomalías de caudal a comienzos de los 80, pasando de un predominio positivo antes a otro negativo después. Para la temporada de mínimo caudal (de diciembre a mayo), el comportamiento de las anomalías mostró ser más estacionario, sin tendencia significativa. Los ciclos dominantes en ambas series temporales sólo se observaron en la alta frecuencia interanual (~ 2 años y $\sim 4-5$ años).

En cuanto a la relación entre el caudal

y la circulación troposférica en el período 1979-2013 (período dominado por un régimen de caudales disminuidos) se pudo mostrar que los acumulados de caudal durante el semestre de máximo caudal (de junio a noviembre) responden a variaciones en baja frecuencia de procesos remotos trópico-extratropical. Las variaciones interanuales del caudal en este período estuvieron asociadas a teleconexión troposférica de baja frecuencia, en relación con variaciones en convección tropical entre aproximadamente $10^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{S}$ y $150^{\circ}\text{E}-180^{\circ}\text{E}$, inducidas por variaciones de temperatura superficial del mar en el Pacífico occidental ecuatorial (entre $180^{\circ}\text{O}-150^{\circ}\text{O}$). La teleconexión afectó la posición e intensidad las corrientes en chorro subtropical y polar, afectando la trayectoria y el transporte de humedad de las tormentas baroclínicas invernales que dan precipitación en la región. Asimismo, el máximo de octubre respondió al acumulado níveo en los Andes patagónicos centrales durante el trimestre mayo-julio y no al campo térmico de la primavera

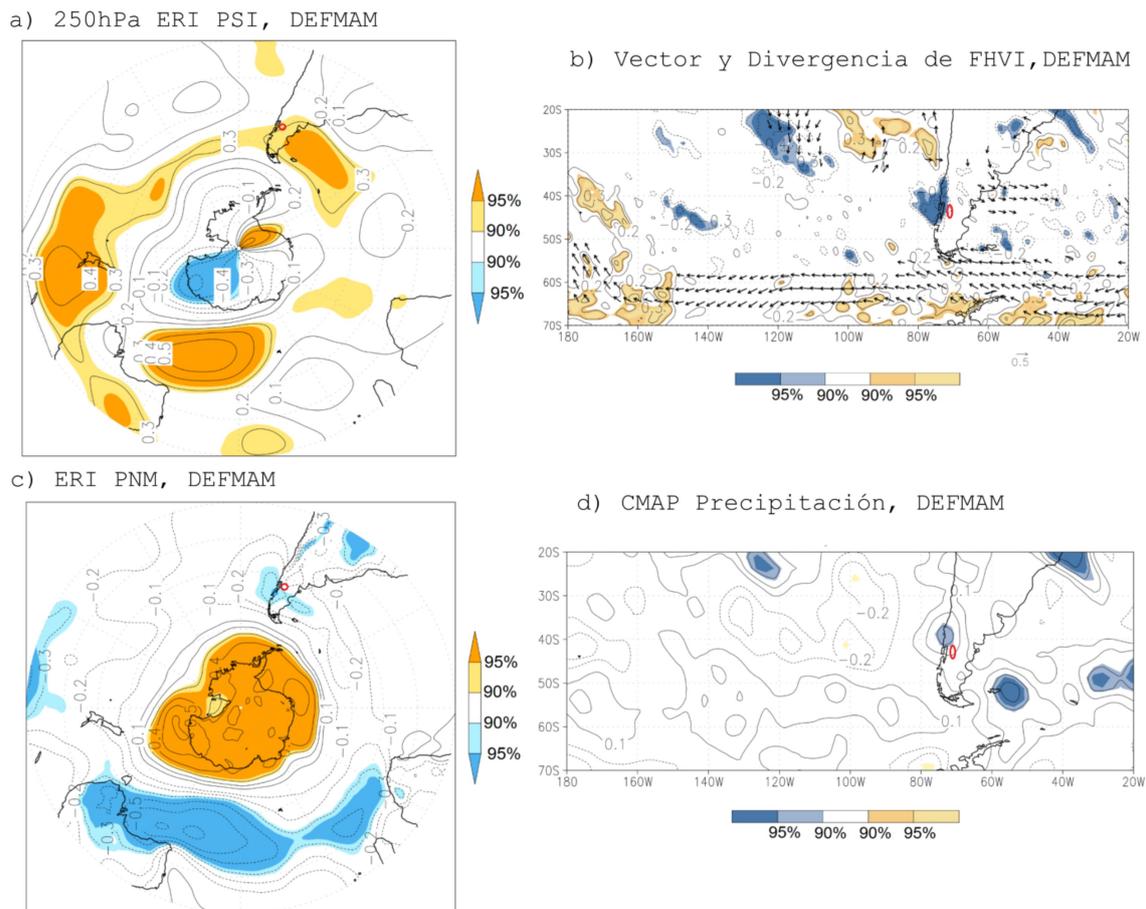


Figura 10: Campo de correlación en el período 1979-2013 entre el caudal total del río Tecka-Gualjaina acumulado entre diciembre y mayo (DEFMAM) y el campo medio en esa temporada de a) función corriente (PSI) en 250hPa, b) vector de FVHI en la capa superficie/100hPa y su divergencia en la columna (sombreado, tonos azul correlación negativa - convergencia - y tonos amarillos correlación positiva - divergencia); c) presión nivel medio del mar (PNM) y d) precipitación del CMAP. Sombreados, significancias al 90 % y 95 % de confianza. Círculo rojo: ubicación de la cuenca del Tecka-Gualjaina.

temprana.

Durante el semestre de mínimo caudal (de diciembre a mayo), las condiciones de la circulación troposférica media corresponderían a una variabilidad de altas latitudes simétricamente anular, en parte modulada por un tren de onda 3 en latitudes medias sobre el Pacífico Sur y el Atlántico Sur. Estas características favorecieron cambios dinámicos en la trayectoria de las tormentas extratropicales y de transporte de humedad, dando lugar a variaciones en la precipitación hacia el

centro-oeste y sur de la Patagonia, afectando la cuenca del río Tecka-Gualjaina.

Estos resultados muestran que al menos en el período reciente 1979-2013, el río Tecka-Gualjaina tiene como forzante principal teleconexiones trópico-extratropical asociadas a variaciones zonales de las temperaturas cálidas de superficie del mar del Pacífico central ecuatorial, en parte posiblemente debido a la actividad del ENOS. La correlación de la serie de máximo caudal con índices oceánicos del ENOS muestra señales significativas en las

zonas del Niño 4 y Niño3.4 (Sarachik y Cane, 2010). Además, los valores de correlación se incrementan hacia finales del registro, indicando que la conexión entre ambos aumenta en los últimos años. Se destaca que esta característica haría una diferencia entre el forzante del río Tecka-Gualjaina y el del río Chubut, el cual muestra una menor vinculación con el ENOS en un período histórico mayor (1958-2004). El forzante del Chubut fue asociado a un patrón de onda corta sobre el Pacífico subtropical, de menor propagación meridional, que atraviesa zonalmente el sur de Sudamérica (Araneo y Compagnucci, 2008). Resta aún comparar el comportamiento de ambos ríos en un período común a fin de evaluar las diferencias en las teleconexiones y forzantes, dado que estos últimos pudieron haber cambiado en las décadas recientes para el río Chubut. Los cambios de regímenes en los caudales dan cuenta de posibles cambios simultáneos en las teleconexiones hemisféricas, tal como lo sugiere el cambio de régimen de las anomalías en el Tecka-Gualjaina a comienzos de los 80. Por ello en futuros trabajos se examinará la evolución de las teleconexiones asociadas al comportamiento en baja frecuencia de los caudales del río Tecka-Gualjaina, su relación con el río Chubut y el comportamiento de otros tributarios pertenecientes a la gran cuenca del Chubut.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación de ANCYT a través de los proyectos de ANCyT, PICT-2013 N°0043, PICT-2011 N°1730. A la Orden del Carmen por su gratitud.

REFERENCIAS

- Aravena, J., Luckman, B.H., 2009. Spatio-temporal rainfall patterns in Southern South America. *Int J Climatol.* 29, 2106-2120.
- Araneo, D. C.; Compagnucci, R. H. 2008. Atmospheric circulation features associated to Argentinean Andean rivers discharge variability *Geophysical Research Letters*, vol. 35, págs. 1-6.
- Barnes, E. A., Hartmann, D. L., 2011. Rossby Wave Scales, Propagation, and the Variability of Eddy-Driven Jets. *J. Atmos. Sci.*, 68, 2893-2908.
- Beeskow, A.M.; Del Valle, H.F.; Rostagno, C.M. 1987. Los Sistemas Fisiográficos de la Región Árida y Semiárida de la Pcia. de Chubut. CENPAT-SECYT, Chubut.
- Berman, A.L.; Silvestri, G.; Compagnucci, R. 2012. Eastern Patagonia seasonal precipitation: influence of Southern Hemisphere circulation and links with subtropical South American precipitation. *J Clim.* 25, 6781-6795.
- Berrisford, P., Källberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A. J.,... y Sato, H. 2011. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, (659), 1381-1399.
- Bruniard, E.D., 1992. Hidrografía. Procesos y tipos de escurrimiento superficial. Ceyne. Buenos Aires, 124 págs.
- Campo de Ferreras, A.M.; Capelli de Steffens, A.M.; Díez, P.G., 2004. El clima del Suroeste Bonaerense. Departamento de Geografía y Turismo, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, 99 págs.
- Carrasco, J.; Casassa, G.; Rivera, A. 2002. Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Ice Cap. In: Casassa G, Sepúlveda FV, Sinclair RM (eds) *The Patagonian icefields: a unique natural laboratory for environmental and climate change studies.* Kluwer Academic, New York, NY, págs. 29-41.
- Castillo, F.E.; Castellví Sentis, F. 2001. *Agrometeorología.* Mundi Prensa. España, 520 págs.
- Caviedes, C., 1998. Influencia de ENOS sobre las variaciones interanuales en ciertos ríos de América Sur. *Bull. Inst. fr. études andines.* 27, 3, págs. 627-641.
- Compagnucci Rosa H.; Araneo, Diego C. 2007. Alcances de El Niño como predictor del caudal de los ríos andinos argentinos; *Ingeniería Hidráulica En México*, vol. 22, págs. 23-35
- Garreaud. R.; Lopez, P.; Minvielle, M.; Rojas, M. 2013. Largescale control on the Patagonian

- climate. *J. Clim.* 26, págs. 215-230.
- Gausсен, H. 1954. Théories et classifications des climats et microclimats. VIII Congrès Int. Bot. Act. 7 et 3. CNRS, págs. 125-130.
- Gausсен, H. 1955. Expresión des milieux par des formules écologiques. Colloque Inter. CNRS. 257-269.
- Gill, A. E. 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, págs. 447-462.
- Gómez Rodríguez, R., 2008. La Estación Experimental de zonas Áridas estudiará el balance hídrico en zonas semiáridas. Sección: Agroalimentación, Andalucía Investiga. Andalucía.
- www.andaluciainvestiga.com, www.eeza.csic.es – 2/01/2008
- Heras, R., 1972. Manual de hidrología. Principios básicos en hidrología. V. 1. Dirección General de Obras Hidráulicas. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid, 473 págs.
- Hoffmann, J. A., 1992. Das kontinentale Luftdruck- und Nieder - schlagsregime Südamerikas (The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America). *Erdkunde*. 46, págs. 40-51.
- IPCC, 2013. <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>
- INTA, 2002. II Áreas Agroecológicas de Chubut. Estación Experimental Chubut. http://www.inta.gov.ar/Chubut/info/documentos/varios/area_ecol.htm - Consultado el día 23/03/2010.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1996: The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *J. Climate*, 9, págs. 2036-2057.
- Lenaerts, J. T.; van den Broeke, M. R.; van Wessem, J. M.; van de Berg, W. J.; van Meijgaard, E.; van Uft, L. H.; Schaefer, M. S., 2014. Extreme precipitation and climate gradients in Patagonia revealed by high-resolution regional atmospheric - spheric climate modeling. *J. Clim.* 27, págs. 4607-4621.
- Lozowski, E.P., R.B. Charlton, C.D. Nguyen and J.D. Wilson 1989: The use of cumulative monthly mean temperature anomalies in the analysis of local interannual climate variability, *Jou. of. Clim.*, 1059-1068
- Lu J., Chen G., and Frierson D. M. W., 2010: The Position of the Midlatitude Storm Track and Eddy-Driven Westerlies in Aquaplanet AGCMs. *J. Atmos. Sci.*, 67, 3984-4000.
- Monsalve Sáenz, G., 1999. Hidrología en la Ingeniería, Alfaomega, Colombia, 359 págs.
- Önöz, B., Mehmet cik Bayazit, 2003: The Power of Statistical Tests for Trend Detection. *Turkish J. Eng. Env. Sci.* 27, 247-251.
- Paruelo, J. M.; Jobbágy, E. G.; Sala, O. E.; Lauenroth, W. K.; Burke, I. C., 1998. Functional and structural convergence of temperate grassland and shrubland ecosystems. *Ecological Applications* 8, págs. 194-206.
- Pasquini, A. I.; Depetris, P. J., 2007. Discharge trends and flow dynamics of South American rivers draining the southern Atlantic seaboard: An overview. *J. Hydrol.* 333, págs. 85-399.
- Pedraza Gilsanz, J. de, 1996. Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones. Ed. Rueda. Madrid, 414 págs.
- Peel, M.C.; Finlayson, B.L.; McMahon, T.A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11: 1633-1644. doi:10.5194/hess-11-1633-2007. ISSN 1027-5606.
- Prohaska, F., 1976. Climates of Central and South America. In:Schwerdtfeger W (ed) World survey of climatology. Elsevier, Amsterdam, págs. 13-72.
- Remenieras, G., 1974. Tratado de Hidrología Aplicada. ETA, Barcelona, 515 págs.
- Sarachik E. S., Cane M. A. 2010: The El Niño-Southern Oscillation Phenomenon. Cambridge University Press. 369 pp.
- Seager, R., Harnik, N., Kushnir, Y., Robinson, W. and Miller, J. 2003. Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. *J. Climate*, 16, 2960-2978.
- Seager, R., N. Harnik, W. A. Robinson, Y. Kushnir, M. Ting, H. P. Huang, and J. Velez, 2005: Mechanisms of ENSO-forcing of hemispherically symmetric precipitation variability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, págs. 1501-1527.

- Smith, R. B.; Evans, J. P., 2007. Orographic precipitation and water vapor fractionation over the southern Andes. *J Hydrometeorol* 8, págs. 3-19.
- SRHN 2014. Publicaciones hidrometeorológicas 2013. Red hidrológica nacional. Subsecretaría de Recursos Hídricos, Ministerio de Planificación Federal, Inversión Pública y Servicios, Presidencia de la Nación, Argentina. CD-ROM. ISBN 978-987-25894-6-2.
- Staten P. W. and Reichler T., 2014: On the ratio between shifts in the eddy-driven jet and the Hadley cell edge. *Climate Dynamics*, 42, pp 1229-1242.
- Torrence, C., y Compo, G. P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, 79(1), 61-78.
- Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climates. *The Geographical Review*, Vol. 38. American Geographical Society. New York, págs. 55-94.
- Thornthwaite, C.W. & Mather, J.R. 1957: Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. Publ. in *Climatology*, vol.10, no.3, C,W. Thornthwaite & Associates, Centerton, New Jersey.
- Urbano Jáuregui, L. (coord.); Gaviño Novillo, M.; Mendiburo, N. 2000. Agua para el siglo XXI: De la visión a la acción. América del Sur. Asociación Mundial del Agua (GWP). Comité Asesor Técnico de América del Sur (SAMTAC). Módulo, Buenos Aires. 81 pp. ISBN: 91-630-9203-4.
- Wilks, D.S., 2006. *Statistical Methods en the Atmospheric Sciences*. 2da Ed. International Geophysics Series. Academic Press (ELSEVIER), 630 pp. ISBN 13: 978-0-12751966-1, ISBN 10: 0-12-751966-1.
- Xie P., and P. A. Arkin 1996: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539-2558.

distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado,

**ANÁLISIS DE LA COBERTURA NIVAL DE LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO
MENDOZA A PARTIR DE IMÁGENES MODIS**

Leandro Cara, Mariano Masiokas, Maximiliano Viale, Ricardo Villalba

Instituto Argentino de Nivología, Glaciología Y Ciencias Ambientales, CONICET. Mendoza. Argentina.

(Manuscrito recibido el 13 de agosto de 2015, en su versión final el 20 de octubre de 2015)

RESUMEN

El deshielo de la nieve acumulada durante el invierno en la cuenca alta del río Mendoza constituye el principal suministro de agua para la agricultura, la industria y el consumo humano en los sectores bajos adyacentes. Sin embargo, a pesar de su gran importancia, hay muy pocos estudios que permitan conocer y entender la variabilidad espacial y temporal de la nieve en este sector de los Andes Centrales de Argentina. En este trabajo presentamos una técnica para cuantificar la evolución diaria de la cobertura nival en esta cuenca basada en la integración de imágenes de los sensores MODIS Aqua y Terra para el período 2000 y 2014. La técnica muestra disminución en la pérdida de información por presencia de nubosidad y fue realizada utilizando herramientas y funciones de los lenguajes de programación Libres R y BASH. Las series de cobertura de nieve obtenidas muestran importantes variaciones estacionales con aumentos de la cobertura nival en invierno (58 % de cobertura máxima en promedio) y reducciones significativas en verano. Asimismo, se observa una importante variabilidad interanual con claras diferencias entre años secos (ej. 2010, con 12 % de cobertura promedio) y nevadores (ej. 2005, 32 % de cobertura anual promedio). Los mapas de cobertura nival muestran además que los sectores con mayor persistencia de nieve coinciden con la ubicación de glaciares, en los sectores más elevados, protegidos y de menor insolación de la cuenca. Los resultados brindan información novedosa y relevante para conocer y entender de forma más completa la distribución y variabilidad de la cobertura nival en este sector de la cordillera. Los mismos pueden servir de base para múltiples aplicaciones incluyendo el modelado hidrológico de la cuenca del río Mendoza contribuyendo al manejo racional de sus recursos hídricos.

Palabras clave: MODIS Snow Cover Area, evolución cobertura nival, Cuenca del Río Mendoza

**SNOW COVER ANALYSIS IN THE UPPER MENDOZA RIVER BASIN, USING
MODIS****ABSTRACT**

The melting of snow accumulated in the upper Mendoza river during winter is the main water supply for agriculture, industry and human consumption in the area. Despite its importance, there are few studies that have assessed the spatial and temporal variability of snow in this sector of the Central Andes of Argentina.

We present a technique to quantify the daily evolution of the snow cover in the basin based on the integration of scenes from Aqua and Terra MODIS sensors acquired between 2000 and 2014. This technique improves the amount of snow cover information by minimizing the impact of clouds on different sectors of the scenes, and was developed using the free programming languages R and BASH. The snow cover series obtained show significant seasonal variations with increases in winter (58 % avg. coverage) and significant reductions in summer. Also, a significant inter-annual variability is observed with clear differences between dry years (e.g. 2010, with 12 % average) and snowy winters (eg. 2005, 32 % average). Snow cover maps also show that the sectors with greatest persistence of snow correspond with the location of glaciers in the highest, more protected and less illuminated areas in the basin. The results provide new and important information to better understand the distribution and variability of snow cover in this sector of the Andes. They can serve as the basis for multiple applications including the hydrological modeling of the Mendoza river, contributing to improve the management of the water resources.

Keywords: MODIS Snow Cover Area, snow cover depletion, Mendoza River basin.

1. INTRODUCCIÓN

El agua proveniente del deshielo de la nieve acumulada durante el invierno en los Andes Centrales de Argentina constituye un suministro fundamental para las actividades agrícolas, industriales y humanas que se desarrollan en vastas regiones del centro oeste del país (Cea López et al. 2005; Masiokas et al. 2006). Sin embargo, a pesar de la gran importancia socio-económica que reviste el sistema hidro-climático andino en esta región, hay muy pocos estudios y mediciones detalladas sobre la variabilidad estacional e interanual de los caudales y de las principales variables climáticas en cordillera (Masiokas et al. 2006). Por ejemplo, el monitoreo de acumulación de nieve en la cuenca alta del río Mendoza, principal fuente de agua para el principal aglomerado humano e industrial de la provincia, se basa en dos estaciones nivo-meteorológicas (Toscas y Horcones) mantenidas por el Departamento General de Irrigación. Estas estaciones proveen datos meteorológicos de resolución diaria y de excelente calidad pero claramente no permiten caracterizar la enorme variabilidad de ambientes y condiciones existentes en este extenso sector de la Cordillera de los Andes.

La utilización de sensores remotos para la

observación de las variaciones estacionales e interanuales de la cobertura nival es actualmente una herramienta ampliamente utilizada en distintas regiones del planeta (Riggs et al. 2006; Landau 2008; Immerzeel et al. 2009; Roy et al. 2010; Bergeron et al. 2014; Salcedo & Cogliati 2014). Los sensores MODIS a bordo de los satélites Aqua y Terra son una de las herramientas más utilizadas para este fin ya que sus imágenes permiten realizar un seguimiento de la distribución de la cubierta nival de forma diaria y desarrollar mapas regionales o globales teniendo en cuenta las propiedades de la superficie de la tierra. Sin embargo, a pesar de sus virtudes, uno de los inconvenientes mayores que posee el análisis de imágenes MODIS y de otros sensores remotos que trabajan en el rango visible e infrarrojo es la pérdida de información por presencia de nubes en el área de interés (Roy et al. 2010; Bergeron et al. 2014). Esto ha llevado recientemente al desarrollo de metodologías que permitan suplir la pérdida de información por nubes, que en algunas regiones puede llegar a ser considerable (Bergeron et al. 2014).

El objetivo de este estudio consiste en analizar la evolución diaria, estacional e interanual de la cobertura nival de la cuenca alta del río Mendoza durante los 15 años de existencia de imágenes MODIS (2000-2014). Para ello,

se presenta una metodología semi-automática basada en la integración de las imágenes Terra y Aqua que minimiza la pérdida de información debida a la presencia de nubes. La metodología propuesta en el presente trabajo es novedosa y representa la primera contribución en esta temática desarrollada en base a Software Libre R y Bash. El conjunto de rutinas desarrolladas permitirá en el futuro realizar estudios similares en otros sectores con nieve estacional no sólo en los Andes, sino también en otras montañas del planeta. En el plano regional, los resultados presentados pretenden contribuir al conocimiento del ciclo hidrológico andino y proveer información para el manejo sustentable de los recursos hídricos en los Andes semiáridos de Argentina.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

El sector estudiado corresponde a la parte alta de la cuenca del río Mendoza (Figura 1). Esta cuenca se ubica al noroeste de la provincia homónima y concentra la mayor población en el sector centro – oeste de Argentina, siendo la cuarta región en importancia económica a nivel nacional. Con una superficie de 8.035 km², la cuenca alta del río Mendoza provee agua para el desarrollo de la mayor parte de las actividades agrícolas, industriales y humanas que se realizan en la parte media y baja de la misma, al este de la Cordillera de los Andes (Figura 1). La extensa región que se beneficia con las aguas de este río incluye a la ciudad de Mendoza y sus alrededores, que constituyen el “Oasis Norte” de la provincia. La hidrología de la cuenca alta del río Mendoza podría caracterizarse como de carácter nivo-glacial (Bruniard 1994). Durante los meses invernales se produce la mayor cantidad de precipitaciones, la cual se acumula en forma de nieve. Al comienzo de la primavera y durante la estación cálida, la nieve acumulada se derrite aumentando el caudal del río homónimo y determinando un hidrograma unimodal con un máximo en los meses de diciembre y enero (Bruniard 1994). El aporte hídrico de los glaciares existentes en la cuenca alta del río Mendoza

(Zalazar et al. 2012) adquiere mayor importancia hacia el final del verano y sobre todo durante años “secos” o poco nevadores cuando la contribución nival disminuye considerablemente (Masiokas et al. 2006).

2.2. Información satelital

En este trabajo se utilizaron imágenes diarias de los sensores MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; Justice et al. 2002), piezas instrumentales de los satélites Terra EOS AM (lanzado en diciembre de 1999), y Aqua EOS PM (lanzado en mayo del 2002). Para este estudio se utilizaron todas las imágenes MODIS disponibles desde el lanzamiento de los satélites hasta el 31 de diciembre de 2014. La órbita del satélite Terra está programada para que cruce el Ecuador en dirección sur a la mañana pasando por el sector de estudio aproximadamente a las 15:00 UTC, mientras que el satélite Aqua se encuentra programado para que cruce el Ecuador en dirección norte en la tarde aproximadamente a las 19:00 UTC (Barnes et al, 1998; Justice et al. 2002; Riggs et al, 2006). De esta forma, ambos satélites permiten obtener información complementaria de la superficie terrestre en distintas horas del día. Los sensores MODIS a bordo de los satélites Aqua y Terra son prácticamente idénticos con una alta sensibilidad radiométrica (12 bits) en 36 bandas espectrales y un rango de longitud de onda que va de los 0.4 μm a los 14.4 μm (Qu et al. 2006). Cuentan además con una buena calidad geométrica que permite el monitoreo preciso de las alteraciones de la superficie terrestre (error RMS inferior a 50 m) (Riggs & Hall 2011; Mas 2011), y una alta resolución temporal que permite observar cualquier parte de la Tierra diariamente (Seidel & Martinec, 2004).

La detección de la cobertura nival a través de los sensores MODIS es posible gracias a la alta reflectancia de la nieve en el espectro visible y una baja reflectancia en el infrarrojo cercano. El índice más comúnmente utilizado para su reconocimiento es el Índice Normalizado de Diferencia de Nieve o “Normalized Difference

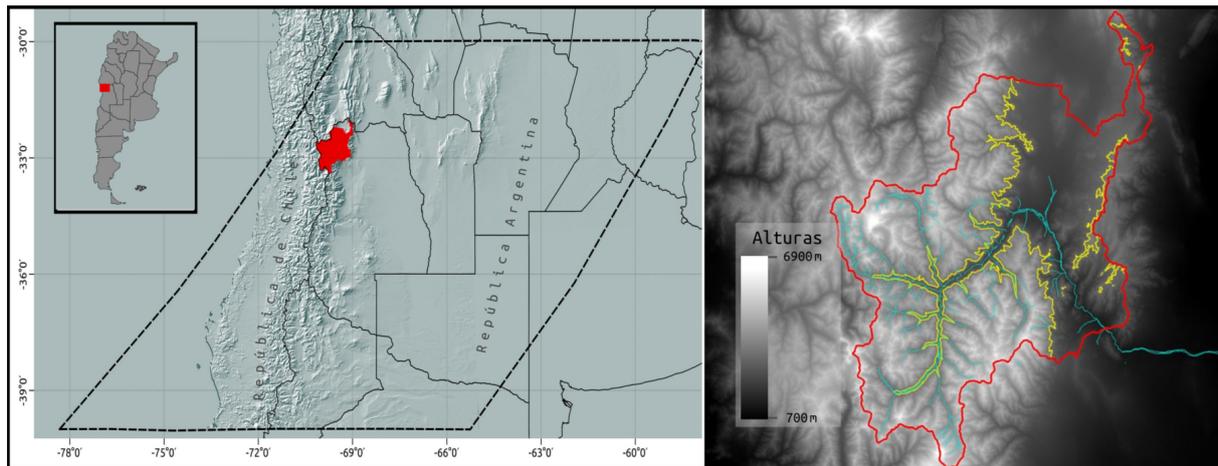


Figura 1: Izquierda: Ubicación regional de la cuenca alta del río Mendoza (en rojo) en el centro-oeste de Argentina. En líneas llenas se observan los límites provinciales y en línea punteada el área cubierta por las escenas MODIS utilizadas. Derecha: Vista ampliada de la cuenca donde se observan las fuertes diferencias de elevación y los principales sectores montañosos de la cuenca. En amarillo se marca la curva de nivel correspondiente a los 2.000 msnm

Snow Index” (NDSI, por sus siglas en inglés) que relaciona las longitudes de onda mencionadas y es normalmente calculado utilizando la reflectancia a tope de atmósfera (Riggs et al, 2006). En este trabajo se ha utilizado un producto de nivel 3 de procesamiento, el cual posee una resolución espacial de 500 x 500 m y entrega, entre otros, información del área cubierta de nieve conocida como Snow Cover Area (SCA, por sus siglas en inglés). El algoritmo básico del SCA interpreta existencia de nieve si el valor del NDSI es superior a 0.4 (Riggs & Hall 2011). El producto de nieve derivado de MODIS Terra utilizado en este trabajo corresponde al denominado MOD10A1, y el derivado de MODIS Aqua, MYD10A1. Ambos productos fueron obtenidos a través del portal Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS; <http://reverb.echo.nasa.gov/>).

Para la obtención de alturas en la cuenca de estudio, se utilizó el Modelo Digital de Elevación Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) con una resolución espacial de 3 segundos de arco (aprox. 90 m; Farr et al. 2007). El SRTM es gratuito y fue desarrollado por la NASA en el Jet Propulsion Laboratory (JPL). El modelo digital de elevación fue obtenido a través del portal

web Servicio Geológico de Estados Unidos (<http://earthexplorer.usgs.gov/>).

2.3. Análisis y procesamiento de datos

La herramienta MODIS Reprojection Tool (MRT) desarrollada por el U.S. Geological Survey (Dwyer & Schmidt 2006) fue inicialmente utilizada para transformar de formato HDF a TIF a cada una de las escenas disponibles, re proyectarlas de su proyección original WGS84-SIN a WGS84-UTM19S, y finalmente recortarlas al área de trabajo, es decir la cuenca alta del río Mendoza (Figura 1). En total, se trabajó con 9.870 imágenes (5.332 imágenes MOD10A1 y 4.538 imágenes MYD10A1) que permitieron desarrollar una serie temporal de cobertura diaria de nieve de la cuenca con una extensión de 15 años. Como se mencionó anteriormente, la serie MOD10A1 (sensor Terra) comienza en febrero del año 2000 mientras que la serie MYD10A1 (sensor Aqua) está disponible desde julio del año 2002.

Una vez reformateadas, re proyectadas y recortadas al área de estudio, a cada imagen MOD10A1 se le calculó el porcentaje de cobertura nival y el porcentaje de cobertura de

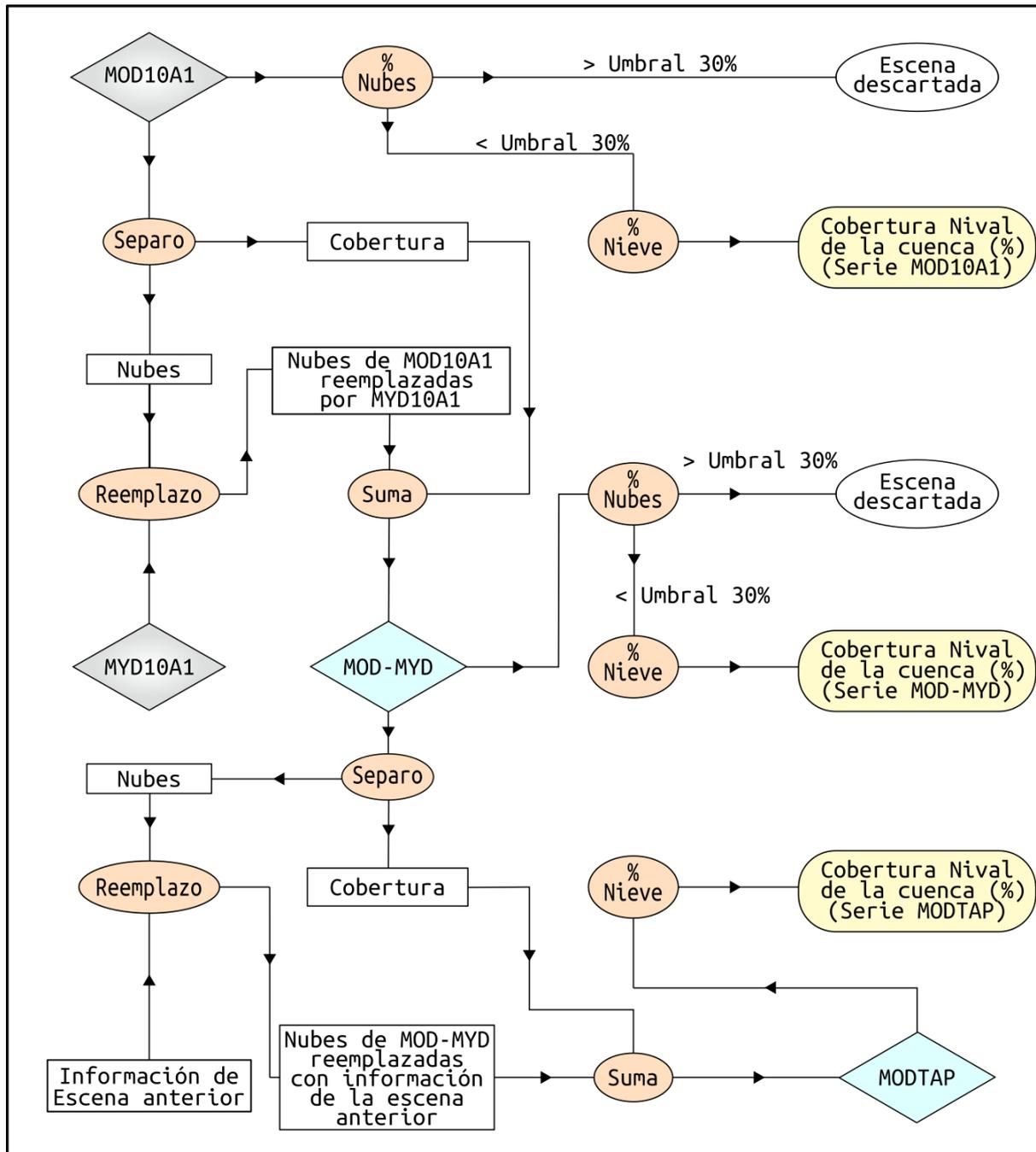


Figura 2: Diagrama de flujo de la metodología utilizada para obtener información de cobertura nival en las imágenes MODIS Aqua y Terra. La información de entrada se encuentra en color gris, los procesos se encuentran en color naranja, las nuevas imágenes generadas se encuentran en color celeste. Las series de datos generadas se encuentran en color amarillo.

nubes en la cuenca. Estudios previos proponen diversos umbrales o límites de cobertura nubosa para la incluir o excluir las imágenes en los análisis. En este trabajo adoptamos un valor

límite de 30% de cobertura nubosa, un umbral comúnmente utilizado (Roy et al. 2010; Bergeron et al. 2014). Inicialmente, las imágenes con una cobertura de nubes mayor al 30% de la

superficie de la cuenca fueron contabilizadas como datos faltantes en las series. La serie de imágenes MOD10A1 con información válida (<30 % de cobertura de nubes) entre los años 2000 y 2014 contiene 3247 imágenes que equivale a un 59.85 % del número total de imágenes disponibles.

Con el objetivo de obtener información de nieve para los días en que las imágenes MOD10A1 superaban el umbral de 30 % de cobertura nubosa (bastante frecuentes durante el invierno en la zona de estudio), se desarrollaron procedimientos simples basados en álgebra booleana aplicada a imágenes (Chuvieco 1995). En primer lugar, los sectores con presencia de nubes en las escenas MOD10A1 fueron reemplazados con información del mismo día pero de la serie MYD10A1. Dado que los sensores MODIS Terra y Aqua cubren el área de estudio en diferentes horarios del día, es posible que las nubes hayan desaparecido o se hayan desplazado a otra posición, reduciendo así la cobertura nubosa sobre el área de interés en la imagen (Bergeron et al. 2014). Bajo este razonamiento, mediante la combinación de información otorgada por las imágenes de ambos sensores, es posible obtener una nueva serie de escenas diarias o producto, cuyo porcentaje de cobertura nubosa es sensiblemente menor que cualquiera de los dos productos (MOD10A1 y MYD10A1) considerados en forma individual. Al producto de la combinación de los dos sensores (aquí llamado “MOD-MYD”) se le calcularon sus valores de porcentajes de cobertura diarios, como los calculados para MOD10A1. Las escenas MOD-MYD que aún mostraban una cobertura de nubes por encima del umbral de 30 % de nubosidad también fueron inicialmente excluidas y sus valores estimados a través de interpolación lineal para su visualización gráfica.

Posteriormente, y con el fin de disminuir aún más el porcentaje de imágenes excluidas por nubosidad, se desarrolló un nuevo producto donde los píxeles cubiertos por nubes en cada una de las escenas MOD-MYD fueron reemplazados por información disponible en las escenas de los días previos. Esta reconstrucción del sector

ocupado con nubes para cada una de las escenas MOD-MYD es realizado píxel a píxel, buscando en las imágenes previas para cada píxel un valor con información de cobertura. Partiendo de información válida sobre cobertura de nieve de un día sin nubes, este procedimiento permite completar toda la serie de imágenes sin necesidad de interpolar y optimizando el uso de la información de nieve disponible. El nuevo producto denominado “MOD-TAP” no contiene huecos de información de cobertura de nieve en la cuenca. Es importante aclarar que el relleno de información con días previos no tuvo restricciones en cuanto al número de días a utilizar. La mediana de la cantidad de días previos utilizados es de 10 días por año, mientras que el percentil 90 no supera los 17 días por año (ver Figura 6). El máximo absoluto de días alcanzó los 121 días, pero esto sólo correspondió a 5 píxeles adyacentes que equivalen al 0.016 % de la superficie total de la cuenca. Con este nuevo producto se calculó para cada día el porcentaje de cobertura nival en la cuenca, tal como fue calculado para los productos MOD10A1 y MOD-MYD. Además en el producto MOD-TAP se evaluó la evolución temporal de la altura mínima a la que se encuentra cobertura nival y su distribución espacial dentro de la cuenca. El proceso completo de análisis de las imágenes está resumido en la Figura 2.

Finalmente, y con el fin de evaluar la influencia de distintos umbrales de nubosidad sobre los porcentajes de información válida (cobertura de nieve) extraíble de las imágenes, también se analizó esta variable en las series completas MOD10A1 y MOD-MYD, y en dos subgrupos de imágenes correspondientes a primavera-verano (obtenidas entre el 21 de septiembre y el 20 de marzo) y a otoño-invierno (entre el 21 de marzo y el 20 de septiembre), tal como se observa en la Figura 3.

Los algoritmos creados para la obtención de los productos mencionados fueron desarrollados en el lenguaje de programación R y BASH (R-Core Team. 2014; Hijmans. 2015; Zeileis and Grothendieck 2005; Allaire et al. 2015),

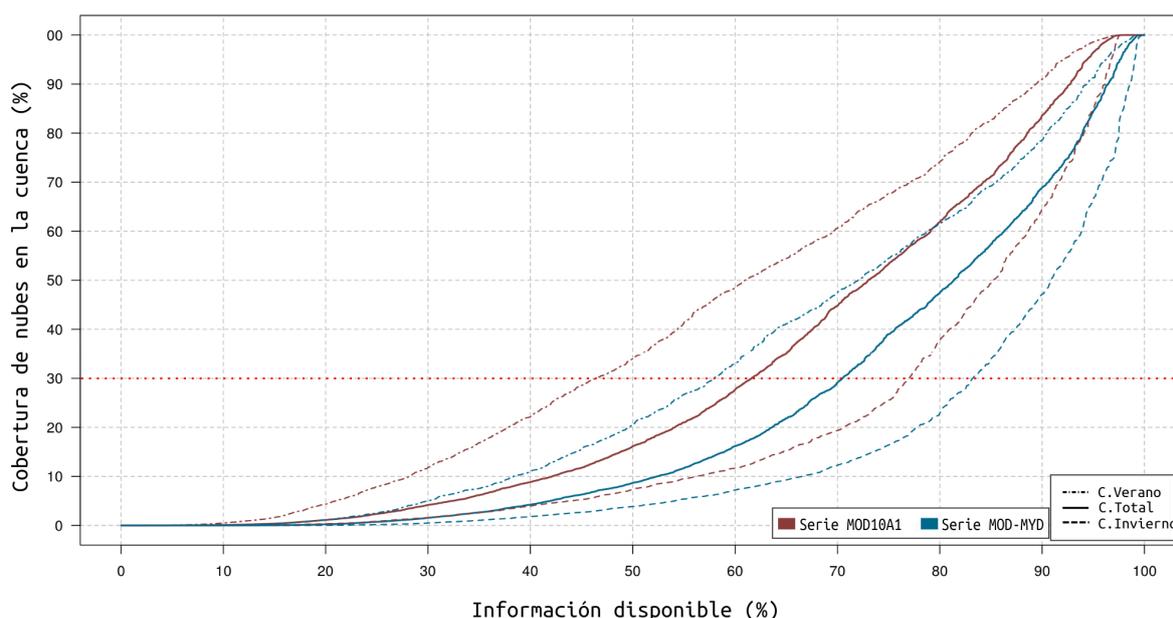


Figura 3: Frecuencia acumulada de cobertura de nubes (expresada en porcentaje de respecto al total de imágenes) en la cuenca alta del río Mendoza para las series MOD10A1 y MOD-MYD. Las líneas llenas representan las series completas, mientras que las líneas punteadas (cortadas) corresponden a los subgrupos de datos de primavera-verano (otoño-invierno). Notar la mayor disponibilidad de información en las series del producto MOD-MYD.

sistematizados y organizados para generar el procesamiento en bloque de todas las imágenes de forma semi-automatizada a través de llamado de funciones.

3. RESULTADOS

En la Figura 3 se muestra la frecuencia acumulada de nubes (expresadas en porcentaje del número total de imágenes) para diferentes umbrales de nubosidad y la frecuencia acumulada de nubes para los subgrupos de imágenes primavera-verano, y otoño-invierno (expresados en porcentaje del número de imágenes presentes en cada subgrupo). Esta fue calculada tanto para el producto MOD10A1 como para el producto combinado MOD-MYD. En primer lugar, e independientemente de los subgrupos de imágenes utilizados, en ambos productos se observa que la información o porcentaje de imágenes válidas aumentan a medida que aumenta el umbral de nubosidad. También se observa que, para un mismo umbral de

nubosidad, el producto combinado MOD-MYD provee invariablemente un mayor porcentaje de imágenes disponibles que el producto MOD10A1, confirmando la utilidad de MOD-MYD para extraer una mayor cantidad de información válida para el estudio de nieve en la cuenca. Por ejemplo, utilizando las series completas (líneas sólidas en Figura 3) y un umbral de 30% de cobertura de nubes, el producto MOD-MYD ofrece un 70,4% de información válida, mientras que el MOD10A1 ofrece un 61,6% (cerca de 8% menos) de información válida. Los subgrupos de imágenes de primavera-verano y otoño-invierno muestran diferencias importantes, con ganancias sustancialmente mayores durante las estaciones cálidas que durante las frías (ver líneas punteadas y cortadas en Figura 3).

En la Figura 4 se muestran los registros de cobertura nival (MOD10A1, MOD-MYD y MOD-TAP, suavizados con una media móvil de 31 días) y de nubes (MOD10A1 y MOD-MYD) para el periodo 2000-2014 en la cuenca alta del

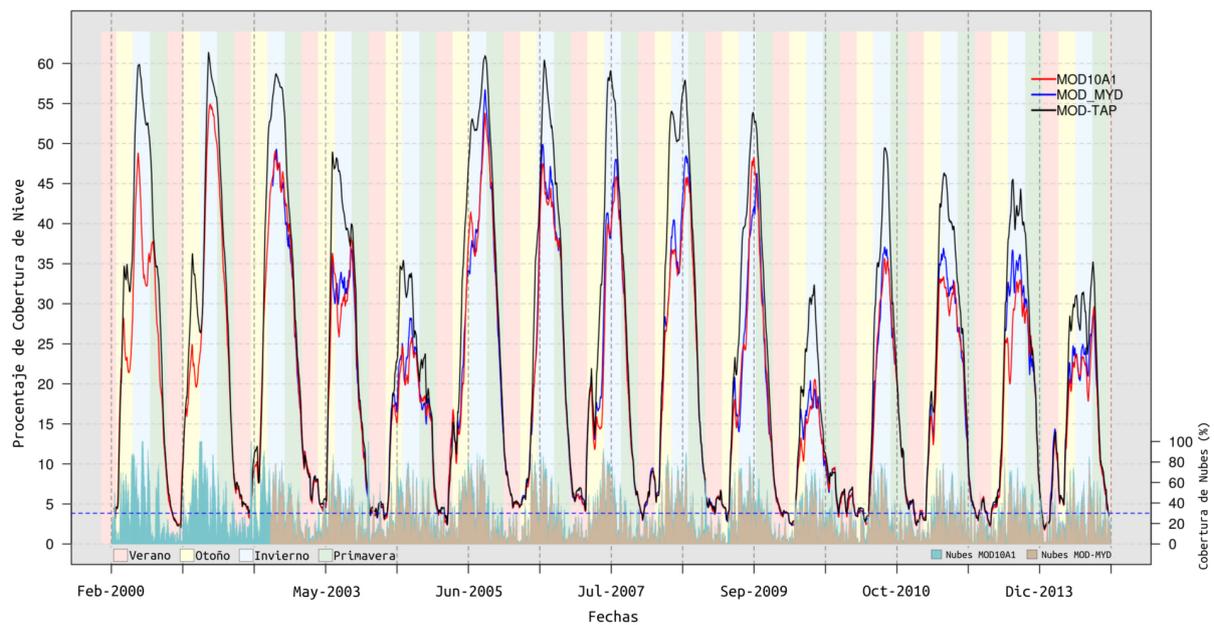


Figura 4: Series temporales de cobertura nival y cobertura de nubes para la cuenca alta del río Mendoza. Las series de cobertura nival (parte superior) han sido obtenidas de las imágenes MOD10A1 y de los productos MOD-MYD y MODTAP. Para una mejora en la representación gráfica las tres series se presentan como medias móviles con ventanas bilaterales de 31 días. Las barras del sector inferior del gráfico corresponden al porcentaje de cobertura de nubes por día para las series MOD10A1 y MOD-MYD (filtradas a través de medias móviles con una ventana bilateral de 15 días). Los colores del fondo del gráfico muestran las estaciones del año (verano: rosado, otoño: amarillo, invierno: celeste, primavera: verde). La línea punteada azul representa el umbral de nubosidad de 30 % utilizado para considerar como válidas las imágenes disponibles. Notar la mayor incidencia de nubes durante los meses fríos del año.

río Mendoza. Las tres series de nieve poseen un comportamiento similar, alcanzando los máximos de cobertura en los meses invernales y decayendo en porcentaje hasta finales de verano e inicios del otoño. En primer lugar, en esta figura puede verse un incremento en las curvas de porcentaje de cobertura de nieve para las series MOD-MYD y MOD-TAP sobre la original MOD10A1 especialmente en invierno, consistente con la mayor frecuencia de nubes en esta época del año (Figura 3, parte inferior). Las coberturas nivas máximas alcanzadas durante los últimos 15 años son muy variables y van desde 25 % de la superficie total de la cuenca en 2010 hasta 60 % en el año 2005. A partir de este año y hasta el 2014, se observa una reducción paulatina de los valores máximos de cobertura nival para la cuenca del río Mendoza. La Tabla I resume las estadísticas

anuales de cobertura niva en la cuenca basadas en la serie MOD-TAP, donde es posible observar grandes diferencias entre años nevadores y años secos.

El comportamiento de la línea inferior de nieve en la cuenca entre 2000 y 2014 posee una importante variación estacional, alcanzando valores menores a 2.500 msnm en invierno, consecuente con las épocas de mayor cobertura nival, y valores superiores a 4.200 msnm en la estación de verano (ver Tabla I). También es posible observar un incremento en los valores mínimos de la serie analizada, sobre todo a partir del año 2007 (ver Fig. 5).

El promedio anual del número de días consecutivos que cada píxel de la cuenca

Año	Cobertura prom. (%)	Duración prom. (días)	Cobertura mín. (%)	Fecha cob. mín.	Cobertura máx. (%)	Fecha cob. máx.	Altura mín. (m)	Fecha alt. mín.	Altura máx. (m)	Fecha alt. máx.
2001	28.31	103	0.49	6 Feb	64.50	2 Ago	2238	20 Jul	4242	18 Feb
2002	28.84	105	2.11	16 Feb	63.98	9 Ago	2236	1 Ago	4220	15 Ene
2003	22.53	82	2.11	23 Dic	57.92	28 Sep	2052	4 May	4169	21 Mar
2004	17.72	65	0.55	6 Feb	47.26	10 Oct	1903	11 Jun	4282	19 Feb
2005	31.91	116	0.49	16 Ene	66.14	6 Sep	1910	24 Abr	4368	16 Ene
2006	25.7	94	2.39	2 Feb	63.59	17 Jul	2279	20 Sep	4224	18 Feb
2007	25.46	93	2.05	22 Dic	64.55	11 Jul	1845	4 Ago	4268	22 Dic
2008	27.99	102	0.76	16 Ene	64.38	24 Ago	1848	29 May	4231	14 Ene
2009	23.45	86	0.96	12 Feb	58.87	13 Sep	2106	19 Ago	4278	12 Feb
2010	12.4	45	1.02	25 Dic	40.79	18 Jul	1907	18 Jul	4266	26 Dic
2011	17.42	64	0.48	2 Feb	58.14	23 Ago	2096	31 Jul	4425	2 Feb
2012	20.45	75	0.51	8 Mar	52.72	12 Jul	2117	3 Jul	4432	10 Feb
2013	20.12	73	0.55	5 Feb	55.56	13 Ago	1727	21 Jul	4449	5 Feb
2014	17.11	62	0.22	31 Ene	53.04	14 Sep	1803	23 May	4479	10 Feb
PROM	22.82	83	1.05	-----	57.96	-----	2005	-----	4310	-----

Tabla I: Estadísticas anuales de cobertura de nieve para la cuenca del río Mendoza calculadas en base a la serie MOD-TAP. Las alturas mínimas y máximas de la línea inferior de nieve fueron calculadas integrando las imágenes MOD-TAP sobre el Modelo Digital de Elevación SRTM.

permanece con cobertura nubosa se muestra en la Figura 6. Aquí se observa que este valor oscila entre 0 y 45 días con claras diferencias entre el sector bajo (<2500 msnm) y las partes más elevadas y nubosas de la cuenca.

La Figura 7 muestra, en forma comparativa, el número de días con cobertura nival para los dos años de mayor (2005) y menor (2010) acumulación de nieve en la cuenca, junto con la

hipsometría promedio de la cobertura nival, es decir la distribución de la nieve en relación a la elevación. Aquí puede verse que la duración de la cobertura nival para el año 2010 (45 días en promedio) es sensiblemente menor que para el año 2005 (116 días; ver Tabla I). También es clara la diferencia en cuanto al área que ocupó la nieve en estos años, donde el año 2010 posee la mitad del área cubierta promedio que el año 2005.

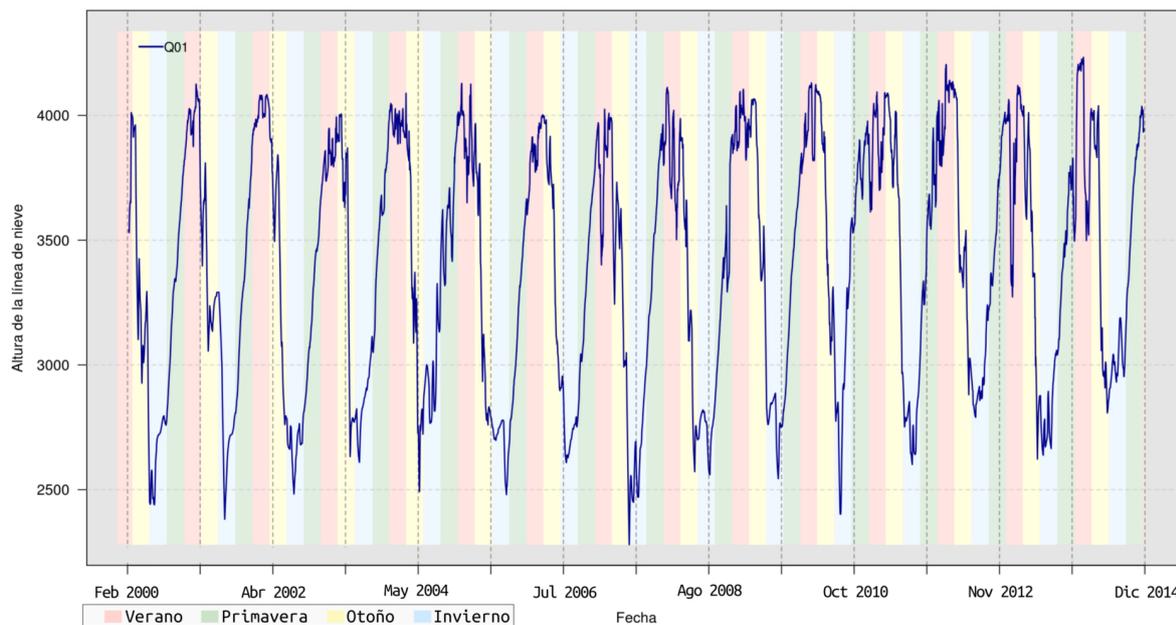


Figura 5: Evolución de la línea inferior de nieve (filtrado a través de medias móviles de 15 días) obtenida de la serie de imágenes MOD-TAP superpuesta sobre el modelo digital de elevaciones SRTM (ver texto para mayores detalles).

La Figura 8 muestra un mapa con el número medio de días con cobertura de nieve por año comparado con la distribución de cuerpos de hielo (glaciares descubiertos, cubiertos y de escombros) mayores de 1 km^2 de la cuenca según los mapas del Inventario Nacional de Glaciares (IANIGLA-ING 2012). Claramente, los sectores con mayor duración de cobertura nival corresponden con los sitios ocupados por glaciares, validando los resultados presentados en este estudio. Sin embargo, analizando la frecuencia de días con nieve encontramos que los distintos cuerpos de hielo (glaciares descubiertos, cubiertos por detrito y glaciares de escombros) muestran diferencias interesantes, que coinciden con su genética y características morfo-climáticas específicas (Tabla II). Los glaciares descubiertos, caracterizados por tener una superficie de hielo limpio sin detritos, se localizan en los sectores más nevadores de la cuenca con un promedio de más de 324 días por año cubiertos de nieve. Por otra parte, los glaciares cubiertos por detritos se encuentran ubicados en sectores con una frecuencia menor de cobertura de nieve (215 días de cobertura media anual), mientras que los

Tipo de superficie	Duración promedio de cobertura de nieve (días)			
	Media	Desvio Std.	Mínimo	Máximo
Hielo descubierta	324	35	171	364
Hielo cubierto por detritos	215	50	49	350
Glaciar de escombros	151	48	59	22

Tabla II: Estadísticas de cobertura de nieve de los distintos tipos de cuerpos de hielo (mayores a 1 km^2 de superficie) identificados en la cuenca. Notar la mayor frecuencia de nubes sobre los cuerpos de hielo descubierta y la menor frecuencia en los glaciares de escombros.

glaciares de escombros, característicos de sitios más secos, poseen valores medios de 151 días con cubierta de nieve/año.

La comparación entre los valores mínimos anuales de nieve y la cobertura glacial también muestra resultados interesantes. La superficie cubierta por glaciares en la cuenca de estudio alcanza un 6,9 % ($554,4 \text{ km}^2$), de los cuales el 2,9 % corresponde a

glaciares descubiertos y el 4% restante a glaciares cubiertos y de escombros (IANIGLA-ING 2012). Los mínimos anuales y los mapas de cobertura nival mínima muestran que en los veranos que siguen a los inviernos nevadores, la superficie cubierta por nieve se encuentra cercana al valor del área ocupada por glaciares descubiertos (Febrero 2002: 2,11%; Febrero 2006: 2,39%; Tabla I), y que además la nieve se concentra mayormente en los sitios donde están estos cuerpos de hielo. Luego de inviernos secos, el porcentaje mínimo de cobertura de nieve es significativamente más bajo (Enero 2005: 0,49%, Febrero 2011: 0,48%; Tabla I) y sólo se encuentra en los sectores más elevados y protegidos del área de acumulación de los glaciares. Estas diferencias muestran además que el algoritmo utilizado puede efectivamente discriminar nieve de hielo, y por lo tanto los mapas de nieve no estarían mayormente influenciados por la existencia de hielo descubierta que existe en la cuenca.

4. DISCUSIÓN

Los análisis de las series de cobertura de nieve MOD-MYD y MOD-TAP muestran una menor pérdida de información con respecto al producto “básico” MOD10A1, normalmente usado en estudios de nieve en base a imágenes MODIS, si se tiene en cuenta un umbral cualquiera para aceptar/descartar información (Figura 3). En el caso de la serie MOD-MYD esta reducción de la pérdida de información se logra mediante un procedimiento simple y eficiente basado en la integración de información de los sensores Aqua y Terra, los cuales cubren la zona de estudio en distintas horas del día (Riggs et al, 2006). Por otra parte es interesante notar que, como se muestra en la Figura 3, la distribución de la cobertura nubosa no es uniforme a lo largo del año. En la cuenca alta del río Mendoza la presencia de nubes es sustancialmente mayor en el período otoño-invierno que durante los meses cálidos de primavera-verano. Este aumento de la nubosidad en los meses fríos está relacionado con una mayor frecuencia de tormentas en la cuenca durante el período de acumulación nival en la misma.

El producto MOD-TAP, a diferencia de los anteriores, fue generado utilizando información preexistente en cada píxel de los sectores ocupados por nubes. El proceso de generación de esta serie es también relativamente simple y podría interpretarse no como una interpolación de información, sino más bien como una “actualización” del estado de cobertura de los píxeles con nubes en base a información disponible al momento que se disipan las nubes. Luego de un lapso con cobertura nubosa, un sector (píxel) en la cuenca puede continuar con la cobertura que tenía antes del periodo con nubes (nieve/suelo descubierta), cambiar de nieve a suelo descubierta, o cambiar de suelo descubierta a nieve. Esta tercera opción es la más común durante el periodo invernal, cuando se da la mayor nubosidad por los frentes de tormentas que depositan la mayor parte de las precipitaciones en forma de nieve en la cuenca. La actualización de información de cobertura entonces se realiza sobre estos píxeles con nubes lo que permite rellenar los vacíos de información en la series

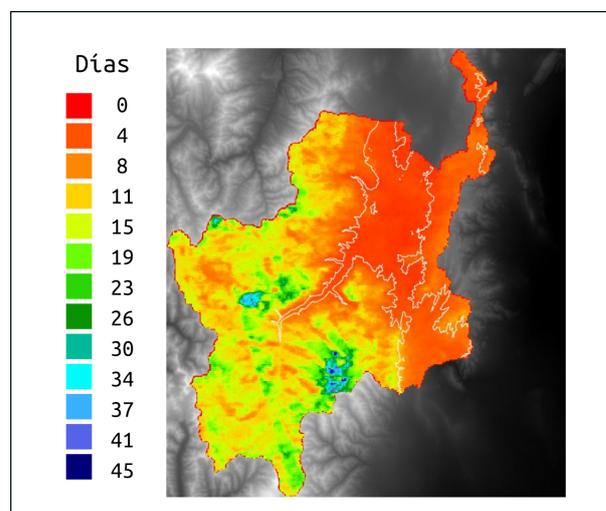


Figura 6: Distribución espacial del promedio anual de días consecutivos de cobertura nubosa en la cuenca del río Mendoza. Notar la mayor concentración de nubes por encima de los 2500 msnm (línea blanca). La alta frecuencia de nubes en el sector sur-centro de la cuenca (sector conocido como “Cordón del Plata”) es también notable.

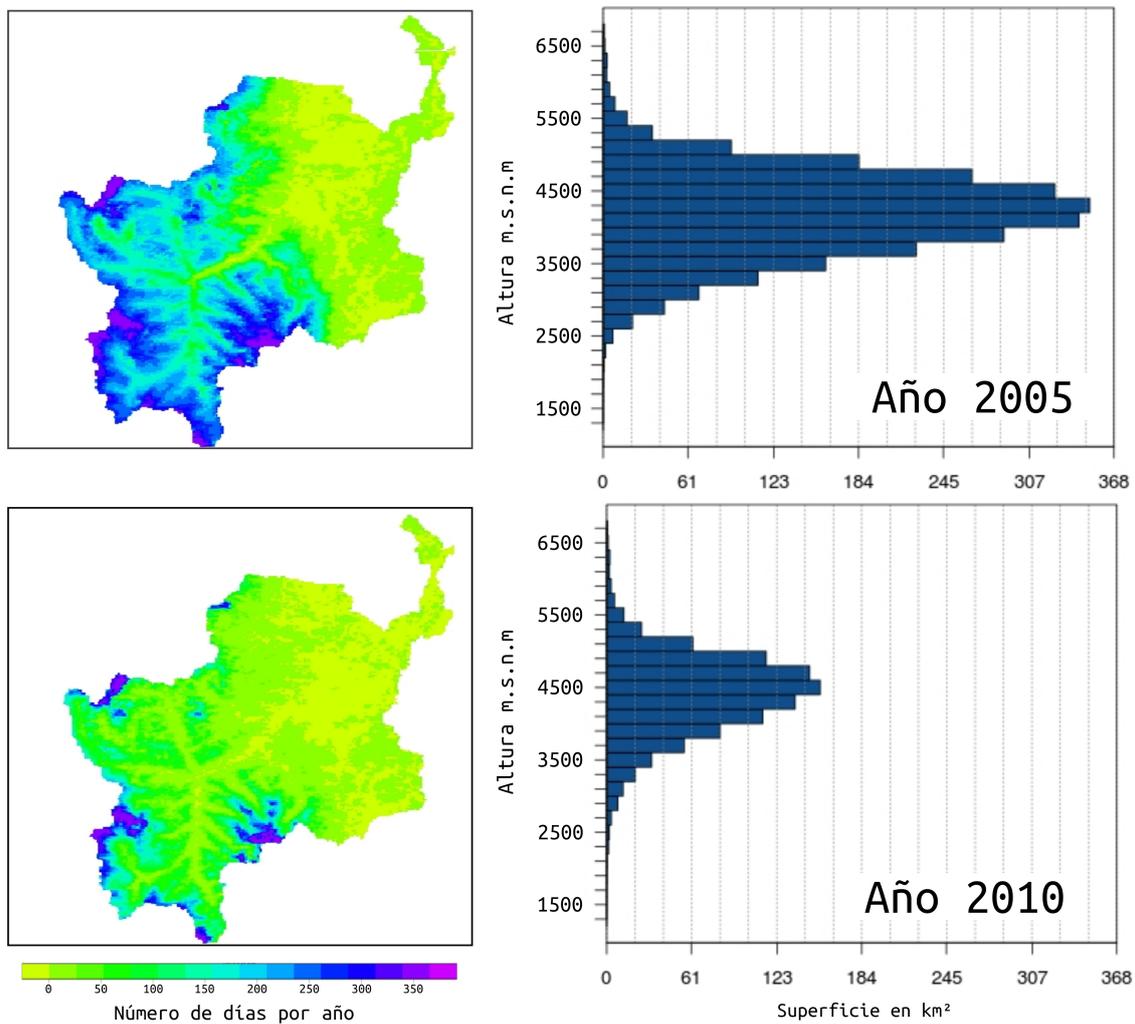


Figura 7: Izquierda: Distribución espacial de la nieve (en número de días por año) para el año más húmedo (2005) y más seco (2010) de la serie analizada. Derecha: Distribución altitudinal (hypsometría) promedio de la nieve para los años indicados.

MOD-MYD. Este procedimiento novedoso puede resultar de interés para estudios que requieran series continuas de cobertura de nieve en cuencas de montaña. El impacto de este proceso en esta cuenca en particular es más notorio durante el invierno, cuando la cobertura nubosa en la cuenca aumenta sensiblemente (Figura 3 y 4). Durante la temporada de verano, cuando la cobertura de nubes es relativamente baja, las series MOD10A1, MOD-MYD y MOD-TAP se asemejan (Figura 3).

Los numerosos análisis y aplicaciones que pueden

desarrollarse a partir de las series de cobertura de nieve discutidas en este trabajo pueden además complementarse con estudios de la distribución espacial y temporal de las nubes en la cuenca. Un ejemplo interesante se muestra en la Figura 6, donde pueden distinguirse claras diferencias en la distribución espacial de días consecutivos con nubes (en promedio por año) en la cuenca. Si bien la mayor frecuencia de nubes se presenta en el sector alto de la cuenca donde justamente se produce la mayor cobertura de nieve y las precipitaciones más abundantes, el sector ubicado al sureste de la cuenca (conocido como el “Cordón

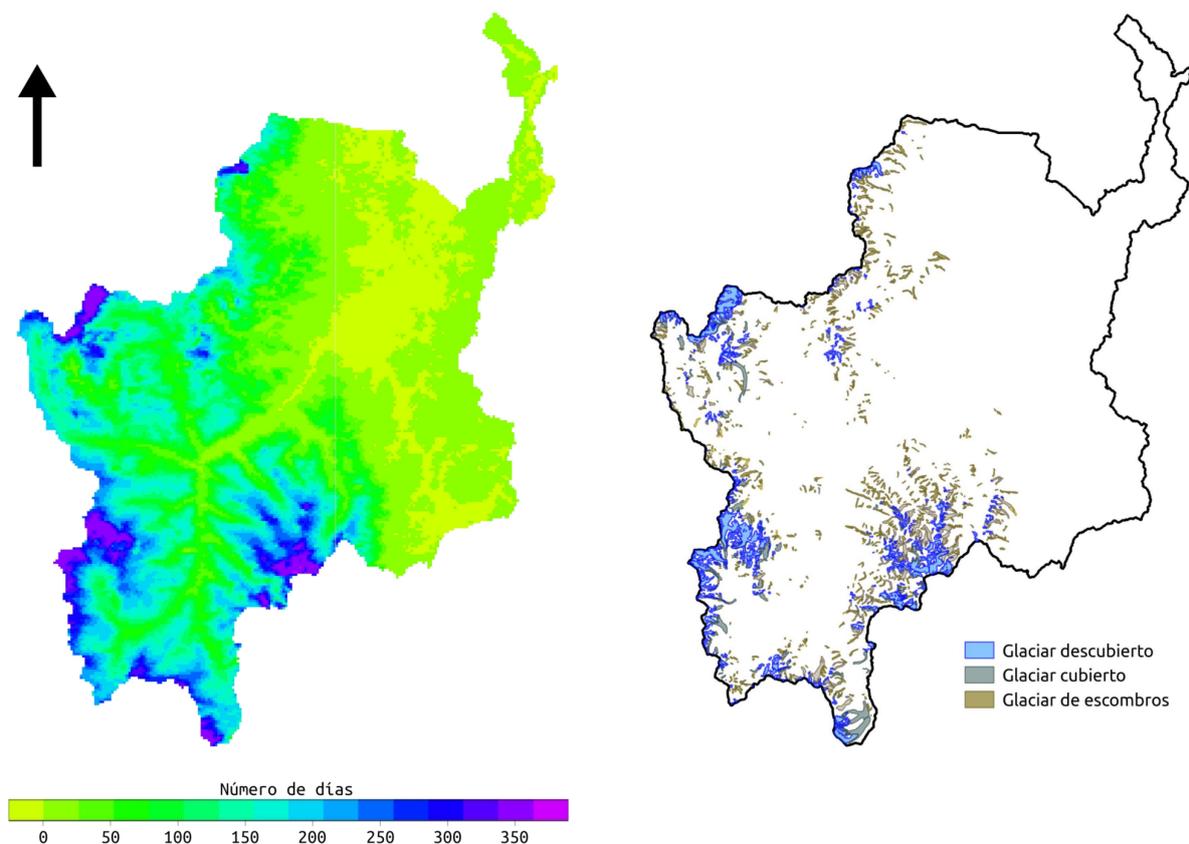


Figura 8: Duración promedio, en días por año, de la cobertura de nieve para el periodo 2001-2014 (izquierda) comparada con la distribución de los cuerpos de hielo en la cuenca del río Mendoza (derecha). Notar la excelente correspondencia entre los sitios con mayor frecuencia de nieve y la ubicación de los glaciares en la cuenca.

del Plata”) alcanza los valores máximos de días consecutivos con cobertura nubosa (Figura 4). Este sector en particular recibe normalmente precipitaciones de origen Pacífico en invierno y de origen Atlántico en los meses cálidos (Viale & Garreaud 2014), lo que podría explicar la mayor frecuencia de nubes con respecto a otros sectores más elevados de la cuenca mayormente dominados por precipitaciones invernales de origen Pacífico. Los análisis de los mapas también mostraron que la línea inferior de nieve muestra una alta variación estacional pero los máximos y mínimos anuales de esta serie no varían de gran manera (Figura 7). En el año 2005 la nieve alcanzó una gran parte de la cuenca y un altura mínima de 1910 msnm mientras que en 2010, un año mucho menos nevador, la altura

mínima de la nieve no fue tan diferente y alcanzó lo 1907 msnm (Tabla I). La relación entre la cobertura de nieve y la ubicación de los glaciares es consistente y confirma que los sitios donde se ubican los cuerpos de hielo son claramente los más nevadores y con mayor cobertura nubosa de la cuenca. Se pudo observar, incluso, que durante los veranos que siguen a los inviernos secos, gran parte de los glaciares no mantiene su cobertura de nieve, la cual se concentra solamente en sectores elevados y protegidos de los mismos. Los porcentajes de cobertura nívica durante estos años extremos alcanza sólo alrededor del 0,5 % de la superficie de la cuenca (Tabla I) mientras que los glaciares totalizan casi un 7 % de la misma (glaciares descubiertos: 2,9 %).

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se han analizado las variaciones diarias en la cobertura nival de la cuenca alta del río Mendoza para el periodo 2000-2014 en base a imágenes MODIS de los satélites Terra y Aqua. Los resultados resaltan la gran utilidad de estas imágenes para generar información sobre las variaciones en la cobertura de nieve en este sector de los Andes, así como su distribución espacial y su relación con la hipsometría de la cuenca. Los análisis demuestran además que es posible hacer inferencias a escala semidiaria en la cobertura de nubes, a través de la información disponible, dado que se cuenta con información de nubosidad en dos horarios del día. Mediante metodologías simples hemos podido integrar las imágenes diarias de los satélites Terra y Aqua para reducir los efectos negativos de la cobertura de nubes y aumentar en forma sustancial los porcentajes de información válida disponible sobre cobertura de nieve. El procedimiento que aquí se presenta es novedoso para la Cordillera de los Andes y permite disminuir en forma simple y eficiente la proporción de valores interpolados y la incertidumbre general de los análisis de cobertura nival en áreas seleccionadas. La metodología aplicada para la obtención de la serie MOD-TAP brinda la posibilidad de contar con un máximo utilizable de información diaria de cobertura de nieve, logrando obtener series continuas aún en la temporada invernal cuando la pérdida de información por presencia de nubes es marcadamente mayor que durante los meses secos del verano.

Los análisis revelaron la existencia de una alta concordancia espacial entre la ubicación de glaciares en la cuenca alta del río Mendoza y los sectores de mayor persistencia de nieve en el año. Esta validación cruzada de la información está relacionada con la morfometría de la cuenca pero fundamentalmente indica que los resultados de los análisis tienen un alto grado de consistencia espacial. Las herramientas para el procesamiento de los datos han sido generadas y organizadas en un sistema de procesamiento semi-automatizado, con lo cual el análisis puede

ser repetido y ampliado a cuencas similares en un tiempo relativamente breve y con un costo computacional comparativamente bajo, permitiendo así conocer la nivología de cualquier sector del mundo con características similares a esta cuenca. Los datos obtenidos de evolución y distribución de nieve contribuyen al conocimiento de la nivología de la cuenca y están disponibles para su utilización como información de base para modelos hidrológicos y climáticos.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por la IRIACC (International Research Initiative on Adaptation to Climate Change) a través del proyecto VACEA (Vulnerability and Adaptation to Climate Extremes in the Americas), y por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET, Argentina). Agradecemos al Earth Observing System Data and Information System de la National Aeronautics Space Administration (NASA-EOSDIS) por proveer las imágenes MODIS utilizadas en los análisis, y al personal del Inventario Nacional de Glaciares (IANIGLA-ING) por los mapas de los glaciares. La página web desarrollada por René Garreaud y Claudio Bravo del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (<http://www.dgf.uchile.cl/rene/MODIS/>) fue una de las primeras motivaciones para realizar este trabajo. Se agradece especialmente la asistencia de la Editora Dra. Mariana Barrucand, y los comentarios y sugerencias de dos revisores que sirvieron para mejorar la calidad de este artículo.

REFERENCIAS

- Allaire JJ, Cheng Joe, Xie Yihui, McPherson Jonathan, Chang Winston, Allen Jeff, Wickham Hadley and Hyndman Rob (2015).rmarkdown: Dynamic Documents for R. R package version 0.7. <http://CRAN.R-project.org/package=rmarkdown>.
- Barnes, W. L., Pagano, T. S., and Salomonson, V. V., 1998. Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) on EOS-AM/1. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36,

- 1088-1100.
- Bergeron, J. et al., 2014. Snow cover estimation using blended MODIS and AMSR-E data for improved watershed-scale spring streamflow simulation in Quebec, Canada. *Hydrological Processes*, 28(16), pp.4626–4639. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.10123> [Accessed January 14, 2015].
- Bruniard, Enrique D., Moro Clelia O. 1994. Los regímenes fluviales de alimentación sólida en la República Argentina : ensayo de elaboración de un modelo hidroclimático de la vertiente oriental de los Andes. Academia Nacional de Geografía Buenos Aires, Argentina. 81 p. (Publicación especial ; 7)
- Cea López, C., Cristobal Rosselló, J. & Pons Fernandez, X., 2005. Mejoras en la determinación de la cubierta nival mediante imágenes LandSat y MODIS. *EL ACCESO A LA INFORMACIÓN ESPACIAL Y LAS NUEVAS TECNOLOGÍAS GEOGRÁFICAS* pp.65–78.
- Chuvieco, E. 1995. Teledetección ambiental: La observación de la Tierra desde el Espacio. Ariel Ciencia. Barcelona España. 586 pp.
- Dwyer, J. & Schmidt, G., 2006. The MODIS reprojection tool. *Earth Science Satellite Remote Sensing: Vol. 2: Data, Computational Processing, and Tools*, 1, pp.162–177.
- IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares. 2012. Subcuencas de los ríos de las Cuevas y de las Vacas, cuenca del río Mendoza, Provincia de Mendoza. IANIGLA-CONICET, Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. Pp. 67.
- Immerzeel, W.W. et al., 2009. Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 113(1), pp.40–49. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2008.08.010>.
- Jain, S. K., Goswami, A. and Saraf, A. K., 2009: Role of elevation and aspect in snow distribution in Western Himalaya. *Water resources management*, 23(1): 71-83.
- Justice, C.O. et al., 2002. An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2), pp.3–15.
- Farr, T. G., et al. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Landau, L., 2008. PRINCIPLES OF SNOW HYDROLOGY. *Zhurnal Eksperimental'noi i Teoreticheskoi Fiziki*. Available at: <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:No+Title#0> [Accessed January 14, 2015].
- Mas, J.-F., 2011. Aplicaciones del sensor MODIS para el monitoreo del territorio, Cap 1 Presentación del sensor MODIS. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Instituto Nacional de Ecología, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental, Primera edición, ISBN: 978-607-7908-55-5
- Masiokas, M.H. et al., 2006. Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile , 1951 - 2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*, 19, pp.6334-6352.
- Morábito, J. et al., Presencia de nitratos en agua en los oasis Norte y Centro de Mendoza, Argentina: áreas regadías de los ríos Mendoza y Tunuyán Superior. , 3(1).
- Qu, J. j. et al., 2006. *Earth Science Satellite Remote Sensing Vol. 2: Data, Computational Processing, and Tools*,
- R Core Team (2014). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>.
- Robert J. Hijmans (2015). raster: Geographic Data Analysis and Modeling. R package version 2.3-40. <http://CRAN.R-project.org/package=raster>
- Rango, A. and Martinec, J., 1995: Revisiting the degree day method for snowmelt computation. *Journal of American Water Resources*, 31(4): 657–669.
- Riggs, G. & Hall, D., 2011. MODIS Snow Cover Algorithms and Products – Improvements for Collection 6. , pp.163–171.

- Riggs, G., Hall, D. & Salomonson, V., 2006. MODIS snow products user guide to collection 5. Digital Media, 6, pp.1–80. Available at: <http://scholar.google.com/scholar?en&btnG=Search&q=intitle:MODIS+Snow+Products+User+Guide+to+Collection+5#0>.
- Roy, A., Royer, A. & Turcotte, R., 2010. Improvement of springtime streamflow simulations in a boreal environment by incorporating snow-covered area derived from remote sensing data. *Journal of Hydrology*, 390(1-2), pp.35–44. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.06.027>.
- Salcedo, A.P. & Cogliati, M.G., 2014. Snow Cover Area Estimation Using Radar and Optical Satellite Information. , (October), pp.514–523.
- Seidel, Klaus, Martinec, Jaroslav. 2004 Remote Sensing in Snow Hydrology. Runoff Modelling, Effect of Climate Change. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN 978-3-642-07417-2
- Singh, P., Kumar, N. and Arora, M., 2000: Degree day factors for snow and ice for Dokriani Glacier Garhwal Himalayas. *Journal of Hydrology*, 235: 1-11.
- Viale, M. and R. Garreaud, 2014: Summer Precipitation Events over the Western Slope of the Subtropical Andes. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 1074–1092.
- Zalazar L and 12 others (2012) An updated glacial and periglacial inventory of the Río Mendoza basin in the Central Andes of Argentina (1:250,000). In *World Glacier Monitoring Service, Fluctuations of glaciers 2005–2010 (Vol. X)*, ed. Zemp M and 6 others. ICSU (FAGS)/IUGG (IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zürich, 2–58. http://www.wgms.ch/fog/wgms_2012_fogX.pdf.
- Zeileis Achim and Grothendieck Gabor (2005). zoo: S3 Infrastructure for Regular and Irregular Time Series. *Journal of Statistical Software*, 14(6), 1-27. URL <http://www.jstatsoft.org/v14/i06/>

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado,

VALIDACIÓN DE SISTEMAS DE PRONÓSTICO DEL IMPACTO DE LA FUSARIOSIS DE LA ESPIGA EN CULTIVARES DE TRIGO

Ricardo C. Moschini¹, Mario Acuña², Enrique Alberione³, Julio Castellarín⁴, Facundo Ferraguti⁴, Homero F. Lozza², Malvina I. Martínez¹

¹ Instituto de Clima y Agua. CIRN INTA Castelar, Buenos Aires, Argentina

² CONAE, CABA. Argentina

³ EEA INTA M. Juárez, Córdoba, Argentina

⁴ EEA INTA Oliveros, Santa Fe, Argentina

(Manuscrito recibido el 23 de julio de 2015, en su versión final el 01 de enero de 2016)

RESUMEN

En Argentina, el principal agente causal de la enfermedad conocida como fusariosis de la espiga de trigo (FET) es el hongo *Fusarium graminearum* (Schwabe) (teleomorfo *Gibberella zeae* (Schwein)). La FET es una enfermedad floral pues el proceso de infección comienza en las anteras. Las epidemias severas están asociadas a la ocurrencia de largos períodos de mojado desde antesis a grano lechoso-pastoso. La FET se caracteriza por su fuerte dependencia de factores meteorológicos y por manifestarse esporádicamente. Esta situación impulsó el desarrollo de sistemas de pronóstico empíricos y fundamental-empíricos con base ambiental para predecir la incidencia de la FET y el índice de *Fusarium* (IndF %). Ambos sistemas de pronóstico identifican eventos infectivos por mojado de la espiga, combinando la ocurrencia de precipitación (Pr) y altos registros de humedad relativa. Este estudio contrastó los valores estimados de índice de *Fusarium* predicho por sistema fundamental-empírico, en su versión original y su versión ajustada (IndFP_{Ori}: original e IndFP_{Aju}: ajustado), con los observados en numerosos cultivares de trigo en M. Juárez (Córdoba, 2011/12 y 2012/13), Gdor. Mansilla (Entre Ríos) en 2012/13 y en Oliveros (Santa Fe, 2012/13 y 2013/14). Los mayores valores observados y predichos de IndF se registraron en 2012/13, sobre todo en trigos que espigaron antes del 10/10. El sistema original predijo valores de IndF muy sobreestimados en Gdor. Mansilla y Oliveros, en 2012/13. Los valores de IndFP_{Aju} corrigieron significativamente esta sobreestimación, definiendo un día de precipitación a aquel con Pr > 0,5mm y amplitud térmica diaria menor a 11°C. Entre los valores predichos de IndFP_{Ori} y de IndFP_{Aju} no se observaron diferencias marcadas en M. Juárez (2011/12 y 2012/13) ni en Oliveros (2013/14). Por otro lado se analizaron las predicciones del índice de *Fusarium* sin utilizar la fecha de antesis como dato de entrada. Se observó que cuanto más precisa fue la simulación de la fecha de antesis obtenida con el modelo DSSAT-CERES trigo, más exacto resultó el cálculo del índice predicho de *Fusarium*, por lo que será clave actualizar los coeficientes genéticos de los cultivares comerciales actuales de trigo que determinan la evolución de los estados fenológicos del cultivo.

Palabras clave: *Fusarium graminearum*; modelos predictivos; variables meteorológicas; región pampeana.

VALIDATION OF FORECASTING SYSTEMS OF FUSARIUM HEAD BLIGHT IMPACT IN WHEAT CULTIVARS

ABSTRACT

In Argentina, wheat Fusarium head blight (FHB) is a disease predominantly caused by the fungus *Fusarium graminearum* (Schwabe) (teleomorfo *Gibberella zeae* (Schwein)). FHB is considered a floral disease because the infection process begins at the anthers. Severe FHB epidemics are associated to the occurrence of long wet periods from anthesis to milk-dough ripe wheat stages. The sporadic weather-induced nature of FHB in the Pampa region led to the development and validation of empirical and fundamental-empirical weather-based incidence and Fusarium index (IndF %) forecasting systems. Both systems recognize infective events by head wetting combining the simultaneous occurrence of precipitation (Pr) and high relative humidity. The current study contrasted the Fusarium index values predicted by the weather-based fundamental-empirical system, in its original version and adjusted version (IndFP_{Ori}: original and IndFP_{Aju}: adjusted), with those observed in many wheat cultivars in M. Juárez (Córdoba, 2011/12 and 2012/13), Gdor. Mansilla (Entre Ríos) in 2012/13 and in Oliveros (Santa Fe, 2012/13 y 2013/14). The greatest observed and predicted IndF values were registered in 2012/13, especially in wheat cultivars that headed before 10 October. Overestimated IndF values were obtained using the original forecasting system in Gdor. Mansilla and Oliveros, in 2012/13. The overestimation was sharply reduced calculating adjusted IndF values, defining a day with precipitation that with occurrence of Pr > 0,5mm and thermal amplitude < 11°C. Differences between predicted IndFP_{Ori} and IndFP_{Aju} values were not clearly observed in M. Juárez (2011/12 and 2012/13) and Oliveros (2013/14). Besides, IndF predictions without using anthesis date as input data were calculated. Greater accuracy of simulated anthesis date with the model DSSAT-CERES wheat led to a more precise calculation of predicted IndF values. Genetic coefficients of current wheat cultivars have to be updated for improving the simulation of wheat growing stages.

Keywords: Fusarium graminearum; predictive models; meteorological variables; Argentine Pampa region

1. INTRODUCCIÓN

La Fusariosis de la espiga de trigo (FET) es una importante enfermedad que afecta la producción mundial de trigo. El hongo *Fusarium graminearum* (Schwabe) (teleomorfo *Gibberella zeae* (Schwein)) es considerado el principal causante de la enfermedad. La incidencia de la FET reduce el rendimiento en grano y también produce toxinas ligadas al hongo (tricotecenos como el deoxynivalenol: DON) que contaminan a los granos usados para el consumo humano y animal (Fernández Pinto y otros, 2013). La

FET es considerada una enfermedad floral, pues el proceso de infección comienza en las anteras, y monocíclica. Pese a ser monocíclica, la severidad acumulada final resulta de infecciones múltiples ocurridas a partir de varios episodios de inoculación durante el período susceptible para la infección, el cual se produce en el período con las anteras expuestas, y puede durar de 25 a 30 días en un lote de cultivo. *Gibberella zeae* sobrevive como saprófito en residuos de numerosos cultivos hospedantes (trigo, avena, cebada, maíz, alfalfa y arroz) y de muchas gramíneas nativas y malezas, formando fructificaciones sexuales (peritecios con ascosporas). Las ascosporas liberadas por

los peritecios son diseminadas por el viento a grandes distancias, se depositan sobre las anteras expuestas de espigas de trigo, germinan y colonizan las flores, o sea se producen eventos infectivos siempre que ocurran condiciones meteorológicas favorables. Como consecuencia, no hay formación de granos o crecen en forma deficiente (chuzos), y las espiguillas afectadas presentan una despigmentación característica. La FET es una enfermedad de climas cálidos y húmedos. Eventos de infección se producen con la ocurrencia de largos períodos de mojado en espigas (48-72 h), asociados al registro de precipitaciones (Reis y Carmona, 2002; Del Ponte y otros, 2004). Se debe remarcar que la duración de mojado constituye un parámetro muy difícil de medir y predecir (Norman, 1982). Para el trabajo de desarrollo de la primera ecuación predictiva de la incidencia de la FET en Argentina (Moschini y Fortugno, 1996) no se dispusieron de registros directos de la duración del mojado generado por precipitación, situación que forzó a su estimación de una manera indirecta. Para ello se combinó la ocurrencia diaria de lluvia con altos registros de humedad relativa del aire en períodos de dos días, observando un coeficiente de determinación de 0,81 contra solo 0,17 de la variable frecuencia de precipitación.

Algunas estrategias de manejo de la FET tienen limitaciones para actuar sobre este complejo fúngico/micotoxina en forma efectiva. A nivel mundial pocos cultivares de trigo tienen un aceptable nivel de resistencia, habiendo comportamientos diferenciales en los materiales argentinos, con predominio de cultivares susceptibles a moderadamente susceptibles. La rotación de cultivos no controla eficazmente a la FET debido a la amplia gama de hospedantes del patógeno y la alta diseminación anemófila de sus esporas, que pueden ser transportadas desde fuentes distantes (Reis y Carmona, 2002). Los fungicidas aplicados en antesis pueden ayudar a prevenir pérdidas económicas pero su eficacia depende del momento de aplicación y tecnología para lograr una buena cobertura de la espiga (Del Ponte y otros, 2004). Los fungicidas que se disponen deben aplicarse en forma preventiva

(antes de que ocurran eventos infectivos) o semi-preventiva (máximo 2 a 3 días después del evento infectivo) (Annone, 2003). Una estrategia de control racional puede basarse en el uso combinado de sistemas de pronóstico de la FET y de pronósticos meteorológicos específicos para establecer en tiempo real y/o anticipar la ocurrencia de eventos infectivos severos en base a factores ambientales, y de esta forma dar soporte a una estrategia de control químico sustentable por razones ecológico-económicas.

Epidemias severas de la FET se observan esporádicamente en la región pampeana (especialmente en el cuadrante NE), relacionadas a la ocurrencia de condiciones ambientales favorables durante el período susceptible para la infección en el trigo. Después de la epifitiasis de 1993, se desarrollaron para dicha región, en base a factores meteorológicos, sistemas de pronóstico empíricos (Moschini y Fortugno, 1996) y fundamental-empíricos (Moschini y otros, 2002) para estimar la incidencia de la FET y el índice de Fusarium, definido como el producto entre su incidencia y severidad, respectivamente (validados y ajustados por Moschini y otros, 2001; Moschini y otros, 2004; Moschini y otros, 2008; Moschini y otros, 2012). Recientemente el modelo predictivo empírico fue validado exitosamente bajo las condiciones de cultivo de Québec (Canadá) (Giroux y otros, 2014), concluyendo que se podría integrar a un sistema de toma de decisión para determinar si es necesaria la aplicación de fungicida. Ambos sistemas de pronóstico identifican eventos infectivos por mojado de la espiga, combinando la ocurrencia de precipitación y altos registros de humedad relativa. De esta forma se han logrado simular los efectos de la duración de mojado en la FET a partir de registros diarios de elementos meteorológicos simples. El sistema de pronóstico fundamental-empírico, a diferencia del empírico, puede cuantificar la evolución del proceso múltiple de infección (evento por evento). Un sistema de alerta del grado de riesgo de la FET se está operando desde la campaña 2005/06 en el Instituto de Clima y Agua del Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias del

Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), complejo Castelar. Tres veces por semana (lunes, miércoles y viernes) se reciben los registros meteorológicos diarios de estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y del INTA de la región pampeana, a la cual se dividió operativamente en tres subregiones: Norte, Centro y Sur. Los sistemas de pronóstico citados (enfoque empírico y fundamental-empírico) se ejecutan fijando fechas de espigazón/antesis (5.5 y 6.5 de acuerdo a la escala decimal fenológica de Zadoks y otros, 1974), gradualmente más tardías en dirección sur. Además se elabora un pronóstico meteorológico específico para la enfermedad. Estos elementos permiten establecer en cada estación meteorológica el grado de riesgo de la FET, categorizarlo en alto ($\text{IndF} > 10\%$), moderado ($\text{IndF} \leq 10$ y $> 4\%$) o bajo ($\text{IndF} \leq 4\%$) y elaborar mapas. Los mapas y comentarios son volcados en la página <http://climayagua.inta.gob.ar>.

En Argentina está proyectado poner en órbita dos satélites SAOCOM (Comisión Nacional de Actividades Espaciales: CONAE) con cobertura espectral en la banda L, la cual permitiría describir satisfactoriamente la dinámica superficial del contenido hídrico del suelo. Una de sus aplicaciones actualmente en desarrollo, consiste en utilizar sus datos de salida para calcular la variable hídrica (mojado de espiga) de ambos sistemas de pronóstico de la FET desarrollados en Argentina (Moschini y otros, 2010 a; Moschini y otros, 2010 b). El modelo para trigo DSSAT-CERES (Jones y otros, 2003) permite simular el rendimiento y la fenología del cultivo, de la cual en este caso nos interesa la fecha de antesis. Para ello se requiere la fecha de siembra e información del cultivar utilizado, para el que se definen coeficientes genéticos que ajustan a las características de cada genotipo. Se abre la posibilidad de predecir el índice de Fusarium utilizando sólo información de fecha de siembra y cultivar, junto a los registros de las estaciones meteorológicas de superficie asociados a imágenes de humedad superficial (SAOCOM), estas últimas de carácter automático. Además, mediante el uso del modelo

DSST-CERES se puede integrar, con gran cobertura espacial, el rendimiento estimado del cultivo de trigo a lo largo de la campaña con el nivel de enfermedad, dado que la rentabilidad del control químico de la FET se asocia a cultivos de mayor potencial (Moschini, 2003).

Los objetivos de este estudio fueron validar y/o ajustar los valores de índice de Fusarium predichos por el sistema de pronóstico fundamental-empírico, con fecha de espigazón/antesis observada y simulada por el modelo DSSAT-CERES trigo, contra los respectivos valores observados en cultivares de trigo, en sitios del norte de la región pampeana.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Índice de Fusarium observado (IndFO %)

La incidencia (% de espigas afectadas) y severidad (% de espiguillas afectadas en las espigas enfermas) de la FET fue registrada en numerosos cultivares comerciales de trigo en Marcos Juárez (Provincia de Córdoba, campañas 2011/12 y 2012/13), Gobernador Mansilla (Provincia de Entre Ríos) en 2012/13 y en Oliveros (Provincia de Santa Fe, campañas 2012/13 y 2013/14). Los datos de Gob. Mansilla correspondieron a la Red de Evaluación de cultivares de trigo del CREA-Región Litoral Sur (Velazquez y otros, 2013). El IndFO % por cultivar resultó de multiplicar la incidencia por la severidad, dividido 100. Los cultivares se agruparon por similar fecha de espigazón (FEsp +/- 1 día) y se calculó la mediana de los IndFO % (Tabla I).

2.2. Índice de Fusarium Predicho por sistema de pronóstico original (IndFPOr %)

La metodología original desarrollada por Moschini et al. (2002), con sus ajustes posteriores, se ejecutó para cada una de las fechas de espigazón analizadas (n=19) con el objeto de calcular el IndFP %. Para ello

se utilizaron datos diarios de temperaturas máxima (Tx) y mínima (Tn), precipitación (Pr) y el valor promedio de humedad relativa (HR) obtenido de las observaciones realizadas a las 9, 15 y 21 hs (12,18 y 00 UTC) de las estaciones meteorológicas de INTA situadas en las EEA INTA M. Juárez (Córdoba; Lat. 32° 42' S; Long. 62° 7' O) y Oliveros (Santa Fe; Lat. 32° 32' S; Long. 60° 51' O) y en General Galarza (Provincia de Entre Ríos; Lat. 32° 43' S; Long. 59° 23' O), distante 30 Km al sur de Gob. Mansilla (Entre Ríos; Lat. 32° 32' S; Long. 59° 21' O). La temperatura media diaria (Td) surge de la semisuma de Tx y Tn

Cálculo del progreso diario del % de espigas con anteras expuestas (%EspAnt): se generalizaron las conclusiones hechas en un lote del INTA Castelar sembrado con el cultivar de trigo Klein Volcán en el año 2000, donde se evaluó la evolución de la antesis (%EspAnt) en términos de porcentaje de espigas con anteras. Se ajustó una función polinómica entre el logit de la proporción de espigas con anteras (EspAnt) y una versión modificada del tiempo térmico dado en grados día (GD):

$$GD = \begin{cases} 0 & Td < 12 \text{ } ^\circ\text{C} \\ Td & Td \geq 12 \text{ } ^\circ\text{C} \end{cases} \quad (1)$$

De acuerdo a la Ec. (1) se van sumando los valores de Td para los días con $Td \geq 12^\circ\text{C}$ a lo largo del período susceptible de infección (PSI). El progreso diario del %EspAnt comienza a estimarse mediante la Ec. (2) en el PSI que se inicia 4 días antes de la fecha de plena espigazón y finaliza cuando se acumulan 530 GD.

$$\begin{aligned} \text{Logit}(\text{EspAnt}) = \ln\left(\frac{\text{EspAnt}}{1 - \text{EspAnt}}\right) = & \\ & - 6,7650529122 \\ & + 0,136395967GD \\ & + 0,000694621GD^2 \\ & + 0,000001384GD^3 \\ & - 0,000000001GD^4 \end{aligned} \quad (2)$$

El porcentaje de espigas con anteras expuestas se obtiene al despejar EspAnt y multiplicar por 100.

Cálculo de la severidad predicha (SevP %): Andersen (1948), en ambiente controlado, estableció los % de infección (Sev %) en espigas de trigo inoculadas artificialmente con conidios de *F. graminearum* ante distintas duraciones de mojado (DM=18 horas a 72 horas) y temperaturas (T=15, 20, 25 y 30°C). A estos valores tabulados se ajustó una función polinómica entre el logit de la severidad (Sev, valores de 0 a 1) con la DM en horas y la T en °C, como efectos individuales e interactivos

$$\begin{aligned} \text{Logit}(\text{Sev}) = \ln\left(\frac{\text{Sev}}{1 - \text{Sev}}\right) = & \\ & 38,77166158 \\ & + 0,53815698DM \\ & - 6,02985565T \\ & + 0,26849793T^2 \\ & - 0,00396097T^3 \\ & + 0,04990941T \cdot DM \\ & - 0,00092343T^2 \cdot DM \end{aligned} \quad (3)$$

El Índice de Fusarium predicho final (IndFP %) surge de sumar los productos entre la proporción de espigas con anteras y la severidad predicha para todos los períodos de mojado infectivos hallados en el PSI (análisis realizado sobre cada sitio-campaña y cada una de las fechas de espigazón analizadas en Tabla I):

$$\text{IndFP \%} = 100 \sum_{i=1}^N \text{EspAnt}_i \cdot \text{Sev}_i \quad (4)$$

Siendo N el número total de períodos de mojado infectivos registrados a lo largo del PSI, en donde a cada evento se lo identifica con el subíndice i.

Simulación del mojado de espiga combinando ocurrencia de precipitación con HR: para utilizar la Ec. (3) se establecieron reglas de equivalencias para definir las DM y T medias en los lapsos de mojado, a partir de los registros diarios de Pr, Tx, Tn y HR de las estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio. A lo largo del PSI se definió que un día con precipitación mayor o igual a 0,2mm ($Pr \geq 0,2\text{mm}$) y con una humedad relativa mayor o igual al 81 % ($HR \geq 81\%$)

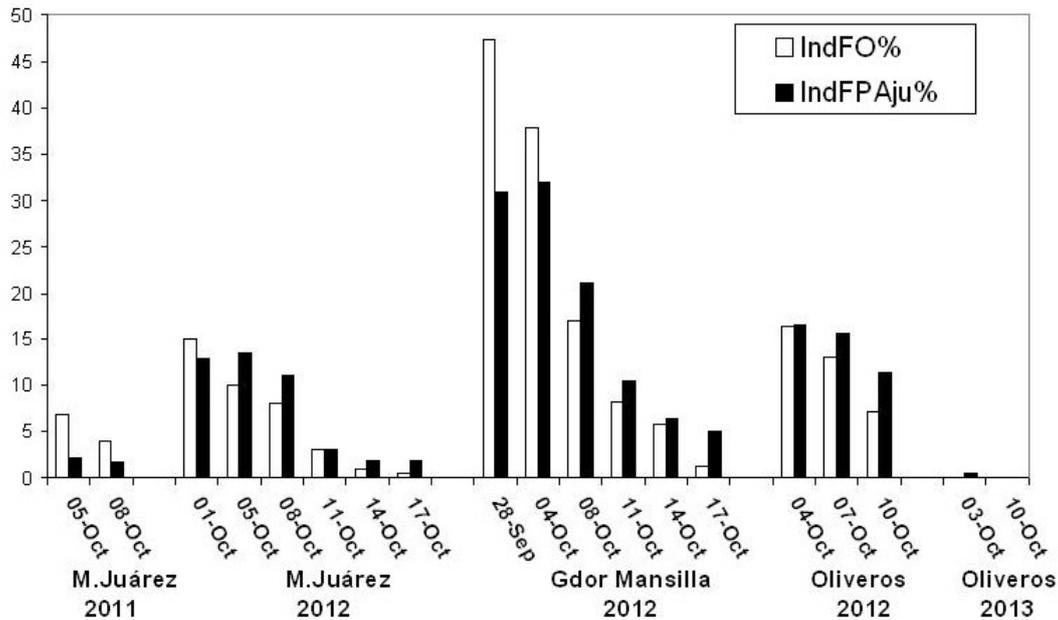


Figura 1: Valores de índice de fusarium observado (IndFO%) en cada fecha de espigazón contrastados con los predichos por el sistema de pronóstico fundamental-empírico ajustado (IndFPAju%), para M. Juárez (2011 y 2012), Gdor. Mansilla (2012) y Oliveros (2012 y 2013).

equivale a una duración de mojado (DM) de 24 horas, que se acumulan en días sucesivos dentro de un mismo período de mojado hasta un máximo de 72 horas. Si a una duración de mojado de 24 o 48 horas le precede o sucede un día con precipitación ($Pr \geq 0,2\text{mm}$) y $HR \leq 77\%$, o suceden $HR > 77\%$ con precipitación menor a 0,2mm o nula, se agregan 3 horas al período de mojado. Si en vez le precede o sucede un día con precipitación ($Pr \geq 0,2\text{mm}$) y $81\% > HR > 77\%$, se agregan 6 horas al período de mojado. La temperatura en los períodos de mojado resulta del promediar las Td diarias, ponderadas por las horas de mojado de cada día involucrado. Con $DM < 48\text{h}$ y $T < 15^\circ\text{C}$ se considera el 90% del valor del índice de Fusarium calculado para $DM = 48\text{h}$. Este estudio también fijó un valor umbral de Td en días con precipitación ($Pr \geq 0,2\text{mm}$) que inician un evento infeccioso (duración de mojado de espiga) de 24 horas o más: si $Td > 20^\circ\text{C}$ entonces $Td = 20^\circ\text{C}$.

2.3. Índice de Fusarium predicho ajustado (IndFPAj %)

En el presente trabajo se utilizó la metodología

de cálculo del IndFP descripta precedentemente, incluyendo en este caso dos cambios cuando se simula la duración de mojado (DM) de la espiga. Ahora se considera día con precipitación cuando $Pr > 0,5\text{mm}$ (en lugar de $Pr \geq 0,2\text{mm}$). Además, si un día con precipitación ($Pr > 0,5\text{mm}$) observa una amplitud térmica ($AT = T_x - T_n$) mayor o igual a 11°C , se anula ese día como generador de mojado en espiga, cualquiera sea el valor de HR diaria que acompañe. Los resultados de cálculo del IndFPAj con otros umbrales de AT analizados no son presentados en este trabajo.

2.4. Validación del IndFP con fecha de antesis simulada

Se compararon valores de fecha de antesis simuladas a través del modelo DSSAT-CERES trigo y del índice de Fusarium predicho (sistema fundamental empírico original) respecto a valores observados. Para lograr la comparación, se agruparon las observaciones de la campaña 2012 de Oliveros y M. Juárez por fecha de siembra, sin distinguir los sitios ni los cultivares. Dado que dentro de cada grupo de valores observados encontramos distintos resultados - ya sea por

Sitio	Año	FEsp	N	IndFO%	IndFPori%	IndFPAju%	Desvío	Desvío
				<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>a-b</i>	<i>a-c</i>
M.Juárez	2011	05-Oct	8	6,9	2,3	2,2	4,6	4,7
	2011	08-Oct	4	4	1,9	1,7	2,1	2,3
	Desvío Medio						3,4	3,5
M.Juárez	2012	01-Oct	7	15	14,1	12,9	0,9	2,1
	2012	05-Oct	11	10	15	13,4	5	3,4
	2012	08-Oct	16	8	12,8	11,1	-4,8	-3,1
	2012	11-Oct	16	3	4,9	3,1	-1,9	-0,1
	2012	14-Oct	9	1	3,5	1,9	-2,5	-0,9
	2012	17-Oct	5	0,5	2,6	1,9	-2,1	-1,4
Desvío Medio						-5,4	0	
G.Mansilla	2012	28-Sep	6	47,4	60,6	30,9	-13,2	16,5
	2012	04-Oct	4	37,9	60,5	32	-22,6	5,9
	2012	08-Oct	6	17	43	21,1	-26	-4,1
	2012	11-Oct	5	8,2	30,8	10,4	-22,6	-2,2
	2012	14-Oct	7	5,8	28,7	6,3	-22,9	-0,5
	2012	17-Oct	11	1,2	27,7	5	-26,5	-3,8
Desvío Medio						-17,9	2,0	
Oliveros	2012	04-Oct	8	16,3	32,7	16,4	-16,4	-0,1
	2012	07-Oct	4	13	38,1	15,5	-25,1	-2,5
	2012	10-Oct	6	7,2	42,2	11,4	-35	-4,2
Desvío Medio						-25,5	-2,3	
Oliveros	2013	03-Oct	8	0	2,9	0,5	-2,9	-0,5
	2013	10-Oct	5	0	2,2	0	-2,2	0
	Desvío Medio						-2,6	-0,3
Desvío Medio Total							-9,6	0,6
				IndF medio	10,6	22,4	10,4	

Tabla I: Valores observados y predichos del Índice de Fusarium para las campañas y sitios descriptos. Se detallan las fechas de espigazón (FEsp +/- 1 día) en torno a la cual se agruparon los cultivares comerciales de trigo (N: número total de cultivares alcanzados en cada agrupamiento).

diferencias de ubicación, clima y variedades de trigo- se extrajo el valor promedio y su desvío estándar, que nos da una idea de su dispersión alrededor de su media. De esta manera se obtuvo una medida de la fecha de anthesis y del índice de Fusarium para cada fecha de siembra analizada. Para ambos sitios analizados se utilizaron los datos meteorológicos de las estaciones de INTA y de suelo provenientes del Atlas de Suelos de la República Argentina (INTA, 1990). Para el cálculo de las simulaciones, el cultivar de trigo referente utilizado fue Klein Escorpión, por no disponer de los coeficientes genéticos de los cultivares actuales. Se señala que en la campaña 2012 se observó un nivel severo de la FET y que

en ambas EEA INTA M. Juárez y Oliveros se conducen anualmente ensayos de variedades de trigo siguiendo un protocolo similar, justificando la selección del año y sitios analizados.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los mayores valores observados y predichos de índice de Fusarium se registraron en la campaña 2012/13, sobre todo en trigos que espigaron antes del 10 de octubre. En general las predicciones del índice de Fusarium realizadas con el sistema fundamental-empírico ajustado reflejaron correctamente la tendencia de la dinámica de los valores observados (Tabla I

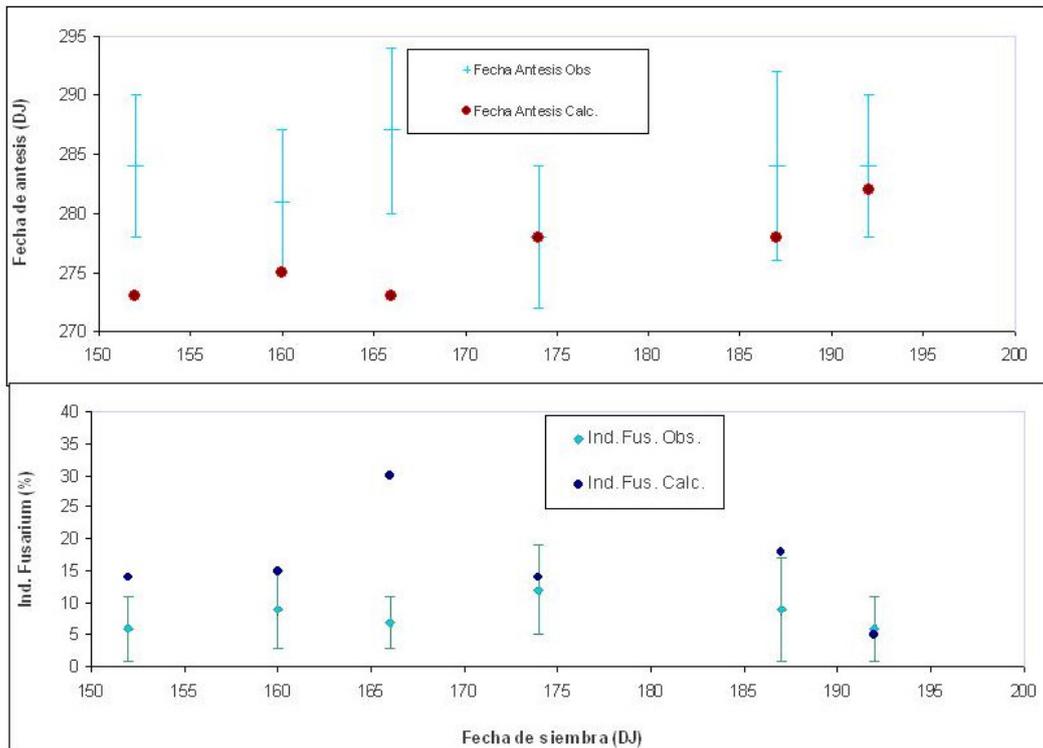


Figura 2: Arriba) Fecha de antesis observada (suma y desvío estándar) y simulada (DSSAT-CERES) (punto rojo) vs. Fecha de siembra. Abajo) Índice de Fusarium observado (rombo y desvío estándar) y predicha por sistema de pronóstico fundamental empírico (fecha de antesis simulada por DSSAT-CERES) (punto azul) vs fecha de siembra.

y Figura 1). El sistema de pronóstico original predijo valores de IndF muy sobreestimados en Gdor. Mansilla y en Oliveros, para la campaña 2012/13. En Gdor. Mansilla el índice de Fusarium predicho alcanzó valores muy altos debido a las características del 5 de octubre y 21 de octubre, que fueron días con lluvia y alta humedad relativa pero con amplitudes térmicas de 15,9 y 13,8°C (con Tx asociadas de 28,5 y 27,6°C), induciendo a pensar que en dichos días no se generaron mojados de 24 horas de duración. La misma situación se observó en Oliveros el 21/10 con una AT de 13,8°C. Entre los valores predichos de IndFPOri y de IndFPAju no se observaron diferencias marcadas en M. Juárez (campañas 2011/1 y 2012/13) ni en Oliveros (campaña 2013/14). En estos casos no existieron situaciones conflictivas con la amplitud térmica. Sobre todo en estaciones automáticas, como la ubicada en Gral. Galarza, se ha constatado el registro frecuente de valores diarios de $Pr \leq 0,5$

mm, cuyo origen es la condensación (rocío). Noches y madrugadas despejadas y lapsos diurnos con alta amplitud térmica acompañan a la condensación. Este proceso genera mojados de pocas horas, no coincidente con el mojado de larga duración (48-72 h) requerido por el hongo Fusarium para la infección. El desvío medio (diferencia entre el IndF observado y el predicho) fue de solo 0,6% para IndFPAju contra -9,6% (sobrestimación) para el IndFOri. Fue notable la paridad del IndFO% medio (10,6%) y el IndFPAju% medio (10,4%), contra un valor medio de 22,4% predicho por el sistema de pronóstico original (media de 19 casos validados).

En la Figura 2 se muestran con puntos los valores simulados de fecha de antesis y del índice de Fusarium. Los correspondientes datos observados poseen una barra de error asociada a la dispersión de las observaciones agrupadas por fecha. Los valores simulados se observan como

puntos, ya que se consideró la salida única del modelo DSSAT-CERES para el cultivar de trigo Klein Escorpión. Como se puede observar, las simulaciones de la fecha de antesis tendieron a acortar el lapso siembra-antesis respecto a las fechas observadas, cuando se analizaron cultivares de ciclo largo y fechas de siembra tempranas. Las diferencias con los valores observados se redujeron cuando se utilizaron cultivares de ciclo corto y fechas de siembra tardías. Los resultados del índice de Fusarium arrastran las diferencias en la ventana de susceptibilidad del trigo. Como se ha observado en la Figura 1, el sistema de pronóstico predice satisfactoriamente el índice de Fusarium usando la fecha de antesis como dato, en cambio, como en este caso, la predicción del nivel de enfermedad se ve afectada por la precisión en la simulación de la fecha de antesis.

4. CONCLUSIONES

Los valores de índice de Fusarium predichos por el sistema fundamental-empírico original se validaron satisfactoriamente con datos observados en M. Juárez y Oliveros para las campañas 2011/12-2012/13 y 2013/14, respectivamente. En cambio en la campaña 2012/13 en Oliveros y Gdor. Mansilla, el sistema original presentó un marcada sobrestimación del nivel de enfermedad. Los valores de IndF predichos ajustados corrigieron significativamente esa sobrestimación, definiendo un día de precipitación a aquel con $Pr > 0,5\text{mm}$ y amplitud térmica diaria menor a 11°C . Por otro lado se analizaron las predicciones del índice de Fusarium sin utilizar la fecha de antesis como dato de entrada. Se observó que cuanto más precisa fue la simulación de la fecha de antesis, más exacto resultó el cálculo del índice predicho de Fusarium, por lo que será clave actualizar los coeficientes genéticos de los cultivares comerciales actuales de trigo que determinan la evolución de los estados fenológicos del cultivo.

Agradecimientos: Este trabajo se enmarca

en las actividades propuestas en los proyectos SAOCOM (CONAE) y PNCYO 1127023 (micotoxinas) de INTA.

REFERENCIAS

- Andersen, A.L., 1948. The development of *Gibberella zeae* head blight of wheat. *Phytopathology* 38:599-611.
- Annone, J.G., 2003. Particularidades del control químico de la FET. Seminario: problemas asociados a la Fusariosis en trigo y estrategias para su prevención. Bolsa de Cereales de Buenos Aires 3-4 de julio de 2003.
- Del Ponte, E.M., Fernandes J.M.C., Pierobom C.R., Bergstrom G.C. 2004. Giberela do trigo. Aspectos epidemiológicos e modelos de previsto. *Fitopatologia Brasileira* 29:587-605.
- DSSAT-CSM (Decision Support System for Agrotechnological Transfer - Cropping System Model) v4.0.2
- Fernandez Pinto, V., Patriarca A., Pose G., 2013. Mycotoxin associated to Fusarium species that caused Fusarium Head Blight in wheat in Latin-America. Chapter 5. Pag 59-73 In *Fusarium head blight in Latin-America* (Teresa Alconada Magliano y Sofia N.Chulze: Eds) Editorial Springer.304 p.ISBN 978-94-007-7090-4
- Giroux, M.E., Vanasse A., Bourgeois G., Dion Y., Rioux S., Pageau D., Zoghliami S., Parent C., Vachon E., 2014. Evaluation de modeles previsionnels de la fusariose de lépi chez le blé sous les conditions de culture du Québec. CRAAQ-Jourée d'information scientifique-Grandes cultures
- INTA, 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina. Tomo I y II. G.N. Moscatelli (ed.). SAGyP-INTA. Proyecto PNUD Argentina 85/019. Buenos Aires.
- Jones, J.W., Hoogenboom, G., Porter, C.H., Boote, K.J., Batchelor, W.D., Hunt, L.A., Wilkens, P.W., Singh, U., Gijsman, A.J., Ritchie, J.T., 2003. DSSAT Cropping System Model. *European Journal of Agronomy* 18:235-265.
- Moschini, R.C., Fortugno C., 1996. Predicting wheat head blight incidence using models

- based on meteorological factors in Pergamino, Argentina. *European Journal of Plant Pathology* 102: 211-218.
- Moschini, R.C., Pioli R., Carmona M. A., Sacchi O., 2001. Empirical predictions of wheat head blight in the northern Argentinean Pampas region. *Crop Sci.* 41: 1541-1545.
- Moschini, R.C., Galich M.T.V. de, Annone J.G., Polidoro O., 2002. Enfoque Fundamental-Empírico para estimar la evolución del Índice de Fusarium en trigo. *Revista RIA*, 31(3):39-53
- Moschini R.C., 2003 Sistemas predictivos de enfermedades relevantes del trigo, con base meteorológica. Sección I .Pag.137-149. MM Kohli, M Díaz de Ackermann, M. Castro (Eds). Estrategias y Metodologías utilizadas en el Mejoramiento de Trigo. Seminario Internacional, La Estanzuela, Uruguay. CIMMYT-INIA.
- Moschini, R.C., Carranza M.R., Carmona M., 2004. Meteorological-based predictions of wheat head blight epidemic in the southern argentinean pampas region. *Cereal Research Communications* 32: 45-52.
- Moschini, R.C., Castellarín J., González M., Ferraguti F., Martínez M., 2008. Validación de los valores estimados de la Fusariosis de la espiga de trigo por sistemas de pronóstico basados en variables meteorológicas, en Oliveros (campana 2007/08). Actas VII Congreso Nacional de Trigo. Santa Rosa, Argentina.
- Moschini, R.C., Damiano F., Izaurralde J., Oviedo A. , Scavuzzo M., Zanvettor R., 2010 a. Balance de humedad del suelo para estimar la incidencia de la Fusariosis de la espiga de trigo. Actas Congreso de Suelos, Trabajo 4_370_1. Pp. 219. Trabajo completo en CD. Rosario, 31de mayo al 4 de abril.
- Moschini, R.C., Damiano F., Izaurralde J., Oviedo A. , Scavuzzo M., Zanvettor R., 2010 b. Validación de las predicciones de la Fusariosis de la espiga de trigo basadas en la precipitación y humedad del suelo. Actas XIII Reunión Argentina y VI Latinoamericana de Agrometeorología. Mesa: predicción de riesgos agroclimáticos. Pag 318-319. Bahía Blanca Argentina.20-22 de octubre. ISBN 978-987-26317-0-3. Meteorología. I Bert , Federico, selec. CDD 551.5
- Moschini, R. C., Castellarín J. M., Martínez M.I., Ferraguti F. 2012. Análisis de la Fusariosis de la espiga de trigo en Oliveros en la campaña 2011/12. Sistemas de pronóstico basados en variables meteorológicas para estimar su distribución anual y el riesgo climático en la región pampeana Serie Para Mejorar la Producción. Cultivos Invernales N° 47. EEA Oliveros - Centro Regional Santa Fe. ISSN 1850-163X.
- Norman, J.M. 1982. Simulation of microclimates. p. 65-99. In J.L. Hatfield and I.J. Thomason (ed.) *Biometeorology in integrated pest management*. Academic Press, New York
- Reis E.M., Carmona M., 2002. Fusariosis del trigo. Biología, epidemiología y estrategias para su manejo. Buenos Aires. Argentina
- Velazquez P.D., Formento A.N., Schutt L.S., Velazquez J.C. 2013. Comportamiento de cultivares de trigo implantados en tres fechas de siembra frente a la Fusariosis de la espiga. *Revista Agromercado. Cuadernillo Clásico de Trigo N°174* pp. 17-20. ISSN 1515-223X
- Zadoks, J.C., Chang, T.T., Konzak, C.F. 1974. A decimal code for the growth stages of cereals. *Weed Research* 14, 415-421.

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.

NOTAS Y CORRESPONDENCIA

PRECIPITACIÓN CONVECTIVA Y ESTRATIFORME EN LA ESTACIÓN
BUENOS AIRES - OBSERVATORIO CENTRAL: UNA APROXIMACIÓN MÁS
PRECISA A SU DISCRIMINACIÓN

Rubén Horacio Sarochar

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas – Universidad Nacional de La Plata

(Manuscrito recibido el 6 de septiembre de 2015, en su versión final el 3 de noviembre de 2015)

RESUMEN

En el presente trabajo se han analizado las series de precipitaciones mensuales para la estación Buenos Aires – Observatorio Central. Partiendo de la hipótesis de que la precipitación está conformada por dos tipos de contribuciones: la que proviene de nubes de tipo cumuliforme con gran desarrollo vertical y la producida por nubosidad estratiforme. En ocasiones estas resultan concurrentes y en otras puede ocurrir un tipo de precipitación sin la presencia del otro. El objetivo principal es diferenciar en lo posible el carácter convectivo que la precipitación presenta, respecto del complemento puramente estratiforme utilizando la información de precipitación horaria, obtenida esta de los registros en fajas de pluviógrafo e informes horarios de tiempo presente, correspondientes al período enero de 2002 – diciembre de 2012 de la mencionada estación. Para establecer la categoría de “cantidad de precipitación convectiva” se extrajo de los informes horarios de tiempo presente, aquellos que consignaban fenómenos asociados a la convección según la clave SYNOP para estaciones de superficie. La precipitación horaria se determinó por lectura directa de las fajas pluviográficas. Luego se compararon los informes horarios de tiempo presente con los días y horas en los que se tenían registros de precipitación. De esta manera, cuando en una hora determinada se tenía un informe de fenómeno convectivo y, además, existía un registro de precipitación, entonces la precipitación acumulada en esa hora fue considerada como precipitación convectiva. Consecuentemente, se definió como precipitación estratiforme a la registrada en el resto de las horas de ese día que registraban precipitación pero que no coincidían con un informe de tiempo presente “convectivo”. De este modo el análisis muestra en general una mayor contribución de la precipitación convectiva en los meses de Octubre a Marzo, siendo este mes el de mayor variabilidad.

Palabras clave: convectiva; precipitación estratiforme.

MONTHLY TOTAL AMOUNT OF CONVECTIVE AND STRATIFORM RAINFALL
IN BUENOS AIRES: A MORE PRECISE APPROACH TO ITS DISCRIMINATION

ABSTRACT

The present work analyzes the monthly precipitation data at Buenos Aires Station – Central Observatory Station. The hypothesis is that rainfall is compound by two classes of contributions: precipitation coming from convective cloudiness on the one hand and non-showery or stratus clouds on the other. Occasionally they can be together, and others one of them can appear alone. The main objective is to separate these two different rainfall classes of the rainfall using the hourly rainfall information obtained from pluviograph registers and the hourly present time reports, corresponding to January 2002 – December 2012 by the mentioned station. In order to establish the category “convective precipitation amount”, the hourly present time records associated with convective phenomena (according to SYNOP code) was extracted from the hourly present time data. The hourly rainfall was determined by direct reading of the pluviographic bands. Then, the hourly present time reports were linked with the days and the hours of the rainfall data. That way when one given hour had rainfall record and had a convective hourly time present report too, this accumulated hourly rainfall was classified as convective precipitation. Therefore, the remaining rainfall reports were classified as stratiform precipitation. Hence, the analysis shows a bigger contribution to the convective precipitation from the month of October to March, which has a bigger variability.

Keywords: Convective precipitation, stratiform precipitation.

1. INTRODUCCIÓN

La idea de separar la precipitación acumulada de determinado período en dos componentes, una estratiforme y la otra convectiva ya fue planteada por Bluestein (1993) según el cual los sistemas precipitantes se pueden ordenar de acuerdo a su "fenomenología". Este autor considera que la precipitación puede dividirse en convectiva y estratiforme, siendo los fenómenos convectivos aquellos que se caracterizan por fuertes flujos verticales turbulentos de momento y calor. Los fenómenos estratiformes se caracterizan por relativamente suaves flujos verticales de calor y momento, la precipitación de esta clase suele encontrarse del lado polar de los frentes cálidos y en amplias zonas de advección cálida. A. Dai (2000) utilizó informes de tiempo presente para estudiar la frecuencia de ocurrencia de las distintas categorías de precipitación a nivel global (entre ellas la convectiva y la estratiforme) así como también la frecuencia de ocurrencia de determinado tipo de evento precipitante. Obtuvo para las latitudes medias y altas del hemisferio Norte que en los meses de invierno la precipitación de tipo estratiforme tiene una

frecuencia de ocurrencia de entre un 50 % y 90 % de los casos según la región, mientras que las precipitaciones de tipo convectivo son muy poco frecuentes. Para los meses de verano la proporción de lluvias en forma de chaparrones y tormentas aumenta en forma notable (con gran variabilidad de acuerdo a la región del globo) alcanzando entre un 30 % y 40 % de los casos para las latitudes medias.

Para la identificación de la precipitación convectiva en Argentina, H. Hordij y otros (1996) estudiaron la ocurrencia de tormentas analizando los registros de actividad eléctrica atmosférica obtenidos de la red de estaciones del SMN. Este análisis se hizo para todo el territorio Argentino enfocado a la frecuencia de ocurrencia de las tormentas y abarcando las décadas de 1971-1980 y 1981-1990.

En el presente trabajo se han analizado precipitaciones registradas en las fajas de pluviógrafo de la estación Buenos Aires – Observatorio Central, perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional (SMN). El objetivo principal es desacoplar el carácter convectivo

que la precipitación presenta respecto del complemento puramente estratiforme utilizando la información de precipitación horaria, obtenida esta de los mencionados registros en el período enero de 2002 – diciembre de 2012. Otro antecedente para esta diferenciación es el trabajo de Sarochar, Ciappesoni, Ruiz (2005) quienes plantearon un análisis diario de la precipitación en diez estaciones de la región Pampeana, de tal modo que una vez realizada la separación, se tenían días completos de precipitación convectiva o estratiforme. Este trabajo mostró que la precipitación convectiva es menos frecuente pero más abundante, de acuerdo a la resolución temporal de 24 horas que se aplicó.

Es importante tener en cuenta que al discriminar de esta manera a la precipitación de origen cumuliforme se está aceptando cierto margen de error no mesurable, debido al hecho de que puede existir (y de hecho existe) precipitación estratiforme en zonas aledañas a aquellas donde se produce convección mientras esta es aún vigorosa (R. A. Houze Jr. - 1997); esto ocurre fundamentalmente en las denominadas "tormentas de masa de aire." en el desarrollo de mesociclones. También el decaimiento de sistemas convectivos produce precipitación de tipo estratiforme que puede prolongarse por horas aportando una buena cuota del registro del día. El pasar de una resolución "diaria" a una "horaria" en el estudio de la precipitación, permite acotar ese margen de error.

En el presente trabajo se logró separar para cada día las fracciones de precipitación convectiva y estratiforme utilizando una metodología similar a la aplicada por Sarochar y otros (2005) pero mejorando la diferenciación entre los dos tipos de precipitación al reducir la resolución temporal a una hora, a diferencia de el trabajo referenciado en el que se hablaba de "días completos" con uno u otro tipo de lluvia.

Se encontró que los resultados obtenidos por los mencionados autores son consistentes con los que surgen de este trabajo, aún cuando los períodos de análisis son distintos (Sarochar y otros abarcaba

el período 1995 – 2001). Se da entonces que a nivel horario los eventos de tipo convectivo resultan ser menos frecuentes pero traen asociados una mayor cantidad de precipitación tal como se demostró en 2005 a nivel diario, aunque se han acertado las diferencias entre la precipitación convectiva y a estratiforme.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Para todos los análisis que se hicieron en este trabajo se consideró el día pluviométrico internacional de 12 Z a 12 Z. La información utilizada provino principalmente de tres fuentes, de las fajas de pluviógrafo, de los registros horarios de tiempo presente y de los registros de precipitación diaria acumulada, correspondientes a la estación Buenos Aires Observatorio Central pero no se realizó un control de calidad de la cantidad de precipitación obtenida de las fajas con la información pluviométrica, lo que es una fuente de error inicial. El período de estudio fue de enero 2002 a diciembre 2012. Ante los casos dudosos se recurrió a la revisión de las libretas meteorológicas de la estación. Todos estos materiales y datos fueron facilitados por el Banco de Datos del SMN.

Se seleccionó la estación Buenos Aires porque realiza observaciones durante las veinticuatro horas del día y tiene pocas fajas faltantes en el período analizado.

En un primer paso se extrajo del listado completo de informes horarios de tiempo presente, aquellos que consignaban fenómenos normalmente asociados a la convección según la clave SYNOP para estaciones de superficie; los códigos correspondientes se listan más abajo. Se obtuvo así una serie de datos para la precipitación convectiva.

El paso siguiente fue determinar la precipitación horaria, lo que se realizó por lectura directa de las fajas pluviográficas. Se obtuvo así una serie de datos con año, mes, día, hora y cantidad de precipitación en cada hora.

Para establecer la categoría de día con precipitación convectiva se compararon los informes de tiempo presente con los días y horas en los que se tenían registros de precipitación. De esta manera, cuando en una hora determinada se tenía un informe de fenómeno convectivo y, además, existía un registro de precipitación, entonces la precipitación acumulada en esa hora fue considerada como precipitación convectiva. En este sentido, la posibilidad de que algunas fajas no fueran colocadas en el pluviómetro a la hora indicada implicaría otra fuente de error para esta metodología.

Consecuentemente, se definió como precipitación estratiforme a la registrada en el resto de las horas de ese día en las que había precipitación pero que no coincidían con un informe de tiempo presente "convectivo", es decir, cuando el informe de tiempo presente correspondía a los códigos del 50 al 79 que se refieren a lloviznas o lluvias débiles, moderadas o fuertes pero que se relacionan con la presencia nubosidad estratiforme.

Para controlar la ausencia de fajas, lo que implica la fuente de error más importante, se compararon los días de precipitación horaria con los registros de precipitación diaria acumulada provistos por el Banco de Datos del SMN. Se encontró así un faltante de fajas menor al 5% para todo el período estudiado (el año 2002 fue el que tuvo mayor cantidad). De esa cantidad, menos del 25% correspondían a días con más de 10 mm de precipitación. Se recurrió entonces a la revisión de las libretas meteorológicas de la estación, en las cuales la precipitación se consigna cada 6 horas y se observó si existía o no alguna información sobre tormentas, actividad eléctrica, chaparrones, presencia de Cumulonimbus u otro fenómeno que indicara la presencia de convección en ese período de 6 horas. En caso afirmativo la precipitación se designaba como convectiva, ante el caso negativo se consideró precipitación estratiforme, cosa que ocurrió en la mayoría de las situaciones. Si bien aquí se pierde el efecto de precipitación horaria, lo que se observó fue que en los casos de fajas faltantes en los cuales la precipitación quedó clasificada como convectiva, los informes sobre

fenómenos escritos en las libretas correspondían a lapsos de una a tres horas en su mayoría, lo que de algún modo reduce el margen de error.

A continuación se listan los códigos de tiempo presente según la Clave SYNOP que hacen referencia a fenómenos de convección y que fueron utilizados en este trabajo para separar a precipitación convectiva:

ww = 18; Turbonadas en la estación, o a la vista, durante la hora precedente o en el momento de la observación.

ww = 25; Chaparrón(es) de lluvia.

ww = 26; Chaparrón(es) de nieve o de lluvia y nieve.

ww = 27; Chaparrón(es) de granizo o de pedrisco, granizo blando o de lluvia y granizo.

ww = 29; Tormenta (con precipitaciones o sin ellas).

ww = 80; Chaparrón(es) de lluvia débil(es).

ww = 81; Chaparrón(es) de lluvia moderado(s) o fuerte(s).

ww = 82; Chaparrón(es) de lluvia violento(s).

ww = 83; Chaparrón(es) de lluvia con nieve, débil.

ww = 84; Chaparrón(es) de lluvia con nieve moderado(s) o fuerte(s).

ww = 85; Chaparrón(es) de nieve débil(es).

ww = 86; Chaparrón(es) de nieve moderado(s) o Fuerte(s).

ww = 87; Chaparrón(es) de granizo o de granizo blando, con lluvia o sin ella, o lluvia con nieve débil(es).

ww = 88; Chaparrón(es) de granizo o de granizo blando, con lluvia o sin ella, o lluvia con nieve moderado(s) o fuerte(s).

ww = 89; Chaparrón(es) de pedrisco, con lluvia o sin ella, o lluvia con nieve débil(es) sin truenos.

ww = 90; Chaparrón(es) de pedrisco, con lluvia o sin ella, o lluvia con nieve moderado(s) o fuerte(s) sin truenos.

ww = 91; Lluvia débil en el momento de la observación.

ww = 92; Lluvia moderada o fuerte en el momento de la observación.

ww = 93; Caída débil de nieve o de agua con nieve o granizo, granizo blando o pedrisco en el

momento de la observación.

ww = 94; Caída moderada o fuerte de nieve o de agua con nieve o granizo, granizo blando o pedrisco en el momento de la observación.

ww = 95; Tormenta débil o moderada sin granizo, granizo blando o pedrisco, pero con lluvia y/o nieve en el momento de la observación.

ww = 96; Tormenta débil o moderada con granizo, granizo blando o pedrisco, en el momento de la observación.

ww = 97; Tormenta fuerte sin granizo, granizo blando o pedrisco, pero con lluvia y/o nieve en el momento de la observación.

ww = 98; Tormenta con tempestad de polvo o de arena en el momento de la observación.

ww = 99; Tormenta fuerte, con granizo, granizo blando o pedrisco en el momento de la observación.

A fin de perder la menor cantidad posible de información respecto de la precipitación convectiva, en aquellos días y horarios en que se determinaron precipitaciones horarias de 10 o más milímetros y que no coincidían con un informe de tiempo presente relacionado con convección, se recurrió a la información consignada en las libretas meteorológicas, particularmente de nubosidad y tipo de precipitación para confirmar o, en su defecto, modificar la clasificación de esos datos “dudosos”. Una vez obtenidas las series de precipitación horaria de uno y otro tipo, estas se sumaron entre las 12 Z de un día y las 12 Z del siguiente para obtener precipitaciones diarias, a su vez estas se sumaron dentro de cada mes para hallar precipitaciones mensuales. Esta tarea se realizó para cada día, cada mes y para cada año que abarcó este estudio, y de esta manera se obtuvieron las series de precipitación total, convectiva y estratiforme basadas en datos horarios. Para poder comparar los datos entre meses distintos se aplicó una reducción a treinta días de las precipitaciones de cada mes, aplicando una proporción lineal (Prohaska, 1952). Finalmente y para analizar las distribuciones anuales de la cantidad precipitación de cada tipo y del total lluvia acumulada en el mes se confeccionaron gráficos de marchas mensuales

de precipitación para la estación estudiada. El método de separación aplicado permite entre otras cosas poder encontrar para un mismo día la intensidad de precipitación convectiva y la de tipo estratiforme, aunque la información final se presenta como promedios mensuales de intensidad de precipitación. Estos se calcularon tomando para cada mes y especie, la cantidad total de milímetros registrados y dividiendo por a cantidad total de horas en que se dio esa especie de precipitación, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$I_{ij} = \frac{\text{Precipitación especie } i, \text{ mes } j}{\text{Horas precipitación especie } i, \text{ mes } j} \quad (1)$$

Lo que se analiza entonces es la intensidad horaria promedio de precipitación, considerando que dentro de cada “hora entera”, la precipitación es puramente convectiva o estratiforme, aunque podría darse que la lluvia comience como estratiforme y pase a convectiva o viceversa dentro del lapso de una hora considerada, especialmente en aquellas horas en que se registra una elevada intensidad de precipitación, generándose así una fuente de error en el cálculo de la intensidad. Sin embargo, una mayor resolución temporal escapa a la metodología planteada en este trabajo.

3. RESULTADOS

3.1. Características de la precipitación mensual.

Haciendo una comparación entre los promedios mensuales de precipitación “Total” obtenidos de datos pluviométricos y los equivalentes obtenidos por la metodología aplicada en este trabajo, se obtiene una diferencia en defecto de 2,3% para los datos pluviográficos respecto de los pluviométricos, siendo obtenido este valor de la diferencia de los totales anuales de precipitación de uno u otro origen. Si se analiza la diferencia porcentual mes a mes, esta es variable y se muestra en la Tabla I. La mayor discrepancia se da para el mes de febrero y esto impacta en el resultado final al aplicar la metodología aquí descripta. La diferencia pudiera deberse a errores en la lectura de las fajas pluviográficas.

Mes	Pluviómetro	Pluviógrafo	Diferencia porcentual
Ene	140,7	139,1	1,1
Feb	178,1	159,7	10,3
Mar	145,1	146,7	-1,1
Abr	112,6	114,6	-1,8
May	69,5	71,0	-2,3
Jun	56,1	57,9	-3,3
Jul	71,6	67,4	5,8
Ago	72,9	68,4	6,2
Sep	72,6	71,0	2,3
Oct	121,6	115,1	5,3
Nov	105,6	102,4	3,0
Dic	114,9	118,4	-3,0

Tabla 1: Buenos Aires (Obs Central): diferencias porcentuales de los promedios mensuales de precipitación media Total, obtenidas entre los datos de pluviómetro y pluviógrafo (periodo 2002 - 2012).

En la figura 1 se hallan representadas las precipitaciones mensuales Totales, convectivas y Estratiformes para el período 2002 – 2012. Se puede observar que, en promedio para Buenos Aires, la cantidad en milímetros de lluvia convectiva es mayor que la estratiforme en la temporada calida, que va de octubre a marzo, hecho que se invierte en la temporada fría de abril a septiembre con excepción de agosto que muestra mayor cantidad de precipitación convectiva aunque en valores muy inferiores a los que se dan en los meses calidos.

Se presenta en promedio para la precipitación total una clara onda anual con su mínimo en junio (56,1 mm) y máximo principal en febrero (154,6 mm), junto con un máximo secundario en diciembre (114,5 mm), apenas superior al valor de octubre (111,4 mm). La cantidad de lluvia estratiforme muestra también dos máximos anuales, uno principal en febrero (68,0 mm) y el secundario en octubre (49,6 mm). Por

su parte, la precipitación convectiva presenta dos valores máximos muy cercanos en febrero (86,6 mm) y en marzo (86,4 mm) junto con un pico secundario en diciembre (79,0 mm). Si se estudia ahora la variabilidad interanual a través de un simple cálculo de varianzas, se observa para la precipitación convectiva que la misma es siempre marcadamente mayor que la de la precipitación estratiforme (figura 2), con las máximas diferencias en los meses cálidos, especialmente en noviembre. Aquí el máximo principal se da en marzo y el secundario en noviembre, lo que define una onda anual que tiende a seguir a la onda de precipitación promedio que se muestra en la figura 1, aunque de forma más acentuada (figura 2). La precipitación de origen estratiforme también presenta una onda anual pero con menos amplitud, mostrando un máximo principal también en el mes de marzo. Esto sugiere que los eventos que generan precipitación puramente estratiforme son de ocurrencia más regular y del mismo modo los volúmenes de lluvia que producen, no así los eventos convectivos que se dan de maneras más complejas.

3.2. Frecuencia mensual de precipitación horaria

De los informes de tiempo presente utilizados se calcularon para cada día la cantidad relacionada una u otra especie de precipitación, luego se determinaron los acumulados mensuales y sus promedios para los once años que abarcan el presente estudio. Esta información puede utilizarse para inferir acerca de las “frecuencias de precipitación” convectiva y estratiforme. Los resultados, expresados como porcentaje del promedio se muestran en la figura 3. Puede observarse rápidamente dos aspectos salientes:

- la cantidad de informes de precipitación estratiforme es siempre superior a la cantidad de informes de precipitación convectiva y
- la primera muestra un aumento sostenido a medida que avanza la temporada fría y disminuye hacia la cálida. Lo inverso sucede con la componente estratiforme.

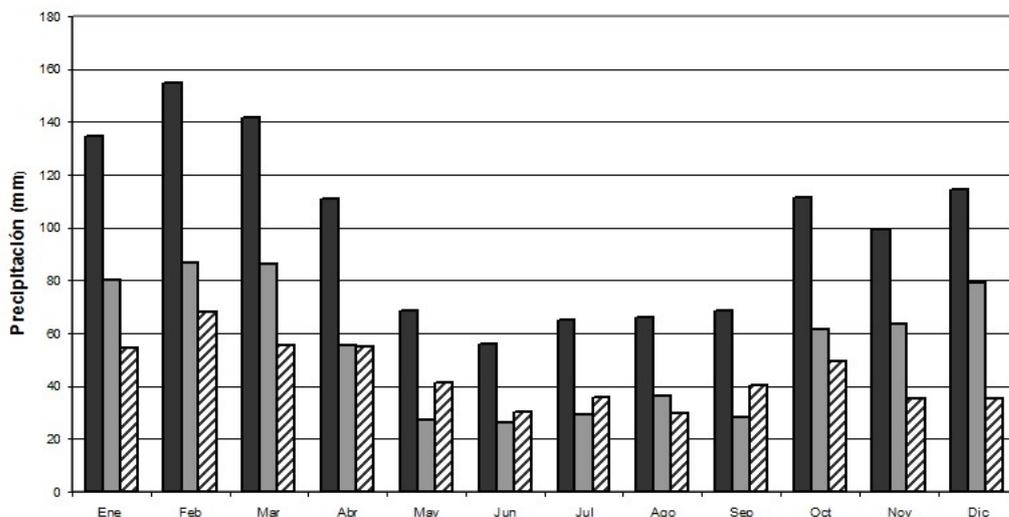


Figura 1: Buenos Aires Observatorio Central: marcha anual de precipitación Total (gris oscuro), Convectiva (gris claro) y Estratiforme (rayado) para el periodo 2002 - 2012.

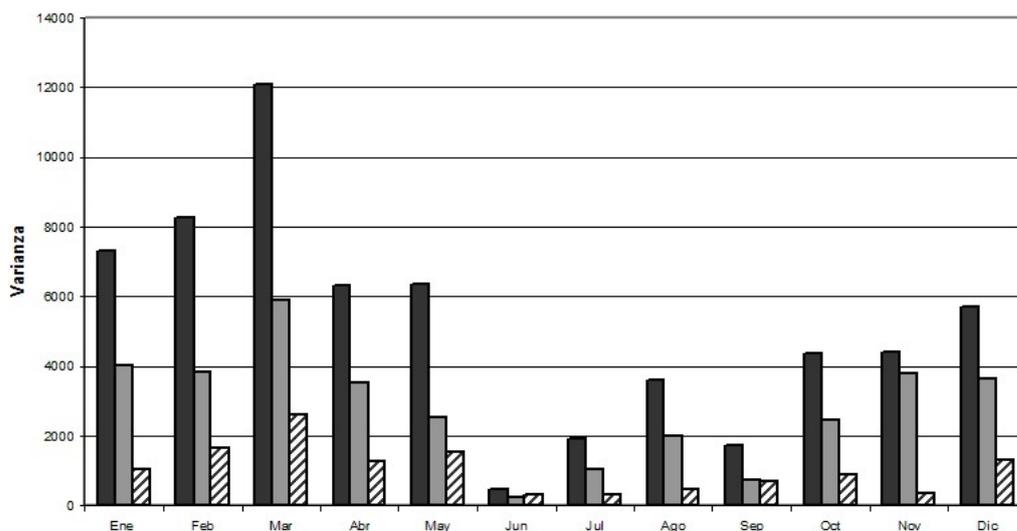


Figura 2: Buenos Aires Observatorio Central: varianza de la precipitación Total (gris oscuro), Convectiva (gris claro) y Estratiforme (rayado) para el periodo 2002 - 2012.

3.3. Intensidades de precipitación

Otro aspecto a destacar es el referente a las intensidades de la precipitación, las que se calcularon en forma horaria tanto para ambos tipos de eventos analizados aquí pero se presentan, primero totalizadas a nivel mensual

tal como se indicó en el punto 2 y luego promediadas en forma interanual, obteniéndose las marchas anuales de intensidades horarias medias de precipitación convectiva y estratiforme, tal como lo muestra la Figura 3. Se observa que para la primera, dichas intensidades son mayores en todos los meses, con las máximas diferencias

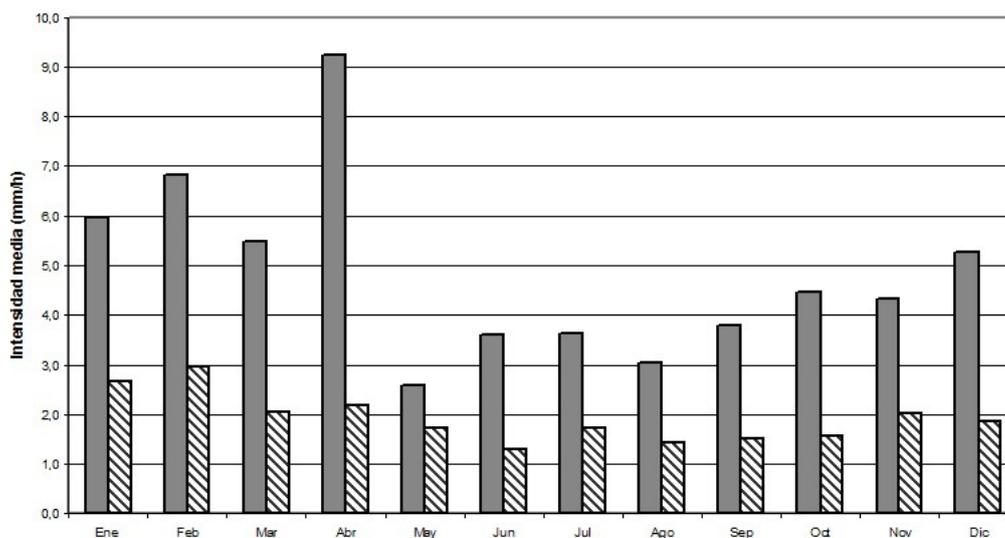


Figura 3: Buenos Aires Observatorio Central: intensidad horaria media de la precipitación Convectiva (gris claro) y Estratiforme (rayado) para el periodo 2002 - 2012.

en la temporada cálida y el máximo absoluto en Abril con 9,2 mm/h.

El mes de Diciembre muestra una intensidad horaria media de precipitación de ambas especies, menor que en los meses de Enero a Abril, aún cuando en Diciembre se da la máxima diferencia porcentual entre la cantidad de milímetros de lluvia de ambos orígenes. Esto pudiera deberse a que en promedio, los eventos convectivos entre Enero y Abril se han producido en menos ocasiones (Figura 4) y han generado proporcionalmente mayor precipitación que en el mes de Diciembre (Figura 1) hecho que impacta en el cálculo de las intensidades de precipitación.

4. CONCLUSIONES

De acuerdo al análisis de los promedios mensuales de precipitación convectiva, estratiforme y total en Buenos Aires para el período estudiado, se observa que es más abundante la lluvia registrada proveniente de eventos del primer tipo particularmente durante los meses más cálidos del año, desde octubre hasta marzo con aportes que van del 55% al 69% de la lluvia registrada (Tabla II), mientras que en

los meses fríos y especialmente en junio, julio y septiembre son levemente superiores los aportes de la precipitación estratiforme (entre el 50% y el 60%).

	Conv	Estrat		Conv	Estrat
Enero	60	40	Julio	45	55
Febrero	56	44	Agosto	55	45
Marzo	61	39	Septiembre	40	60
Abril	50	50	Octubre	55	45
Mayo	40	60	Noviembre	65	35
Junio	46	54	Diciembre	69	31

Tabla II: Buenos Aires (Obs Central): porcentajes mensuales de precipitación Convectiva y Estratiforme para el periodo 2002 - 2012.

La convección puede ser frontal, donde también se produce precipitación estratiforme de modo que en un mismo día se tienen aportes de ambos tipos de eventos, hecho que se comprobó numerosas veces a realizar este trabajo. Esta “conurrencia” de ambos tipos de precipitación es más evidente en los meses de otoño e invierno, mientras que en los meses cálidos es frecuente encontrar eventos “puramente convectivos” al

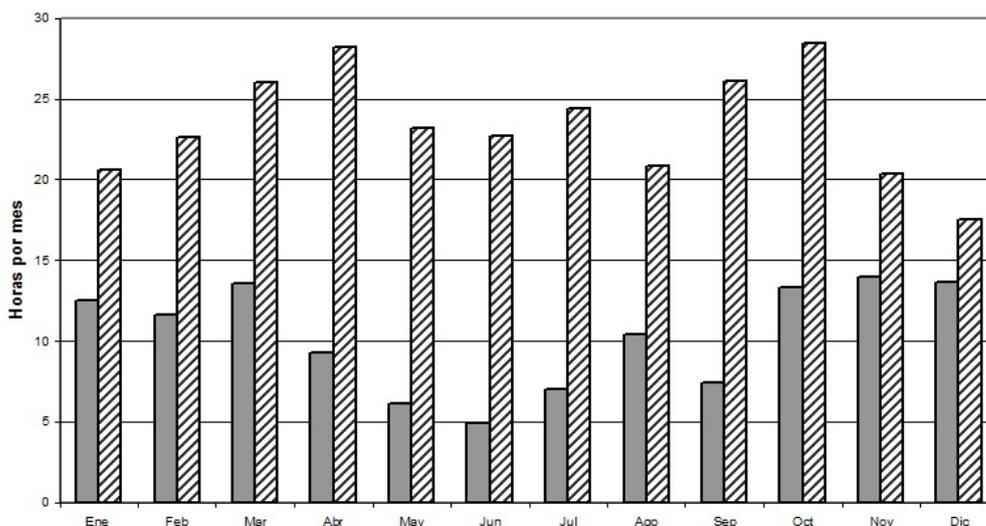


Figura 4: Buenos Aires Observatorio Central: promedio de cantidad de horas por mes en que se registra precipitación Convectiva (gris claro) y Estratiforme (rayado) para el periodo 2002 - 2012.

menos según los parámetros de diferenciación y la escala temporal que se aplicaron en este trabajo. Estas situaciones de convección pura podrían estar relacionadas con la ocurrencia del tipo de tormentas denominadas “de masa de aire” las cuales se dan principalmente en la temporada cálida del año (M. Hagen y otros, 1999).

La precipitación convectiva muestra una mayor variabilidad interanual, dándose los valores máximos en marzo (principal) y en noviembre (secundario). La componente estratiforme, aunque sigue el mismo comportamiento que su contraparte convectiva, tiene una menor variabilidad. Esto pudiera deberse a que su ocurrencia estaría más relacionada con la actividad frontal (Rogers, R. R. 2003), de ahí la aparente “regularidad” que muestra dicha componente, lo que no parece ocurrir en la convección. Con respecto a esta última consideración M. Marino (Tesis doctoral, 2007) encontró que la máxima frecuencia de tormentas en Argentina se da de Octubre a Marzo, mientras que la frecuencia de frentes fríos (Mayor que la de las tormentas) es bastante regular a lo largo del año, con un máximo en el mes de Marzo. Esto sugiere que la componente estratiforme de

la precipitación en los frentes es considerable, aunque también puede darse al finalizar la precipitación en celdas convectivas (Houze, 1997).

Otro aspecto interesante es que los eventos convectivos, si bien aportan la mayor cantidad de precipitación en gran parte del año, son bastante menos frecuentes que los estratiformes, especialmente en el período invernal. Las intensidades de precipitación medias mensuales, expresadas estas en mm/h son también superiores para los casos de convección.

Estos resultados tienden a confirmar lo presentado por Sarochar, Ruiz y Ciappesoni (2005), quienes habían hallado que la componente convectiva en los meses cálidos era superior a su contraparte estratiforme, pero al pasar de una resolución diaria a una horaria, se mejora sensiblemente la diferenciación de ambos tipos de precipitación aquí presentadas.

Mientras el trabajo referenciado (Sarochar, Ciappesoni, Ruiz, 2005) consideraba la precipitación diaria acumulada, tomando para un mismo día de precipitación (que sin duda

presentaba ambos tipos de clases mencionadas) todo el registro como convectivo cuando los informes de tiempo presente así lo sugerían, el presente trabajo utiliza datos horarios de precipitación, logrando una discriminación más precisa, reduciendo los márgenes de error, al menos desde el punto de vista estadístico.

Sin embargo y en opinión del autor, quien observó en forma directa los datos, llama la atención la “no presencia” de cifras de tiempo presente referidas a convección en horas que registraban valores de precipitación muy elevados, superiores a 30 o 40 mm en una hora.

Esto podría deberse a errores en la observación de los fenómenos o bien en la codificación del mensaje SYNOP al momento de informar el tiempo presente. La verificación de estos datos dudosos se hizo recurriendo a las libretas meteorológicas de la estación, revisando las anotaciones de los observadores y en varias ocasiones se comprobó que efectivamente, habían ocurrido tormentas en las seis horas específicas en las que se había registrado una precipitación elevada. La metodología tiene en la obtención del dato de tiempo presente una componente subjetiva propia de quien realiza la observación que es inevitable pero que se debe aceptar debido a que el dato se toma por ser parte del protocolo de trabajo en una estación de superficie. En un trabajo futuro pudiera recurrirse a la información obtenida de sensores remotos para validar de forma más objetiva los resultados aquí expuestos.

Agradecimientos: Al Servicio Meteorológico Nacional, por el aporte de los datos para este trabajo y en particular a Gabriela Alfonso y Mariel Figueroa del Banco Nacional y Regional de Datos Meteorológicos – SMN por su atención y siempre buena disposición momento de buscar y facilitar la información.

REFERENCIAS

Bluestein, H. B., 1993: Synoptic – Dynamic meteorology in midlatitudes. Vol II,

Observations and theory of weather systems. Oxford University Press, pp 594.

Dai, A., 2000: Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part I: Seasonal and interannual variations. Journal of Climate, Vol 14.

Hagen, M., Bartenschlager, B., Finke, U.: Motions characteristics of thunderstorms in southern Germany. Meteorology applied, Vol 6. 1999.

Houze Jr., Robert A., October 1997: Stratiform precipitation in regions of convection: a meteorological paradox? Bulletin of the Meteorological Society – Vol. 78, n° 10.

Marino, Mónica Beatriz, 2007: Variabilidad de la precipitación en Argentina en diferentes escalas temporales, relacionada con actividad convectiva observada. Documentación de la metodología para el tratamiento de la información. Verificación del desempeño de un modelo regional de pronóstico de precipitación, Tesis Doctoral.

Prohaska, F. J. Regímenes estacionales de la precipitación en Sudamérica y mares vecinos. Meteoros, Año II, N° 1-2, 66-100.

Rogers, R. R., 2003, Física de nubes, Editorial Reverte S.A., segunda edición en español, 264 págs.

Sarochar, R. H. Ciappesoni; H. H. y Ruiz, E. N (2005): Precipitaciones convectivas y estratiformes en la Pampa Húmeda: una aproximación a su separación y aspectos climatológicos de ambas. Meteorológica, Vol 30, N° 1 y 2

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.

Meteorología

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

COMISIÓN DIRECTIVA

PRESIDENTE:	Álvaro Scardilli
VICEPRESIDENTE:	Eduardo Agosta
SECRETARIA:	Lorena Ferreira
PROSECRETARIA:	Vanesa Pántano
TESORERO:	M. Eugenia Dillon
PROTESORERO:	Alejandro Anibal Godoy
VOCALES TITULARES:	M. Soledad Osoros Gustavo Naumann Magdalena Falco
VOCALES SUPLENTE:	Natalia Tonti Alberto Flores Juan Manuel Hörler

TRIBUNAL DE HONOR

TITULARES:	Ines Velazco Matilde Nicolini Olga Penalba María Luz Duarte
------------	--

COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS

Marcela Torres Brizuela
María Laura Betolli

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

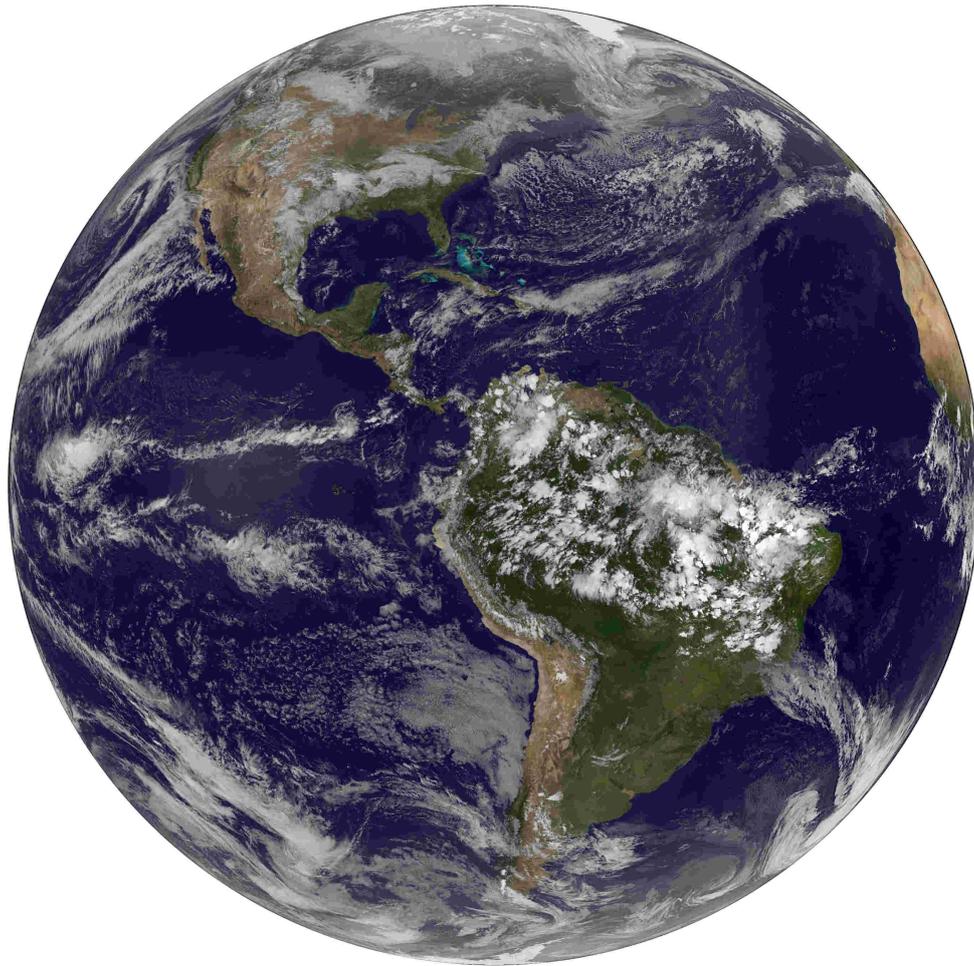
Meteoro logica

Versión en línea

ISSN 1850-468X

Versión en CD-ROM

ISSN 2347-0364



Meteorologica es una publicación on-line de libre acceso editada por el Centro Argentino de Meteorólogos. Los trabajos publicados en la revista pueden consultarse en <http://www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica/> donde además encontrará información sobre las normas de publicación y la política editorial de la revista.

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