

PANORAMA SOBRE LA PRODUCCIÓN, EL TRANSPORTE Y DEPÓSITO DE AEROSOL DE ORIGEN BIOLÓGICOClaudio F. Pérez^{1,2}, María I. Gassmann^{1,2}, Natalia Tonti^{1,2} y Lucía Curto^{1,2}¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN, UBA
²CONICET

(Manuscrito recibido el 13 de julio de 2018, en su versión final el 19 de septiembre de 2018)

RESUMEN

Los aerosoles de origen biológico (bioaerosoles), son una parte importante del complejo de partículas suspendidas en el aire. Los propágulos como: granos de polen, esporas de hongos, algas, quistes de dinoflagelados, además de bacterias y virus, pueden ser transportados largas distancias, provocando enfermedades en plantas, animales y humanos con consecuencias para la agricultura y la salud. Más aún, en su trayecto con frecuencia actúan como núcleos de condensación o glaciológicos, afectando el ciclo hidrológico o el clima. Sin embargo, a pesar de los numerosos trabajos relacionados con estos temas, los procesos por los cuales son emitidos a la atmósfera, interactúan con ésta y se depositan, son poco comprendidos. Este trabajo presenta el estado actual de las técnicas de estudio, los procesos e interacciones entre los bioaerosoles, la atmósfera y las superficies desde las cuales son emitidos o depositados, así como sus efectos en la agricultura, la salud y el papel que juegan en el sistema climático y sus cambios futuros.

Palabras clave: bioaerosol, polen, hongos, transporte atmosférico.

OVERVIEW OF THE PRODUCTION, TRANSPORT AND DEPOSIT OF BIOAEROSOLS**ABSTRACT**

Aerosols of biological origin (bioaerosols) are an important fraction of the complex of particles suspended in the air. Propagules such as: pollen grains, fungal spores, algae or dinoflagellates cysts, also with bacteria and viruses, can be transported long distances, causing diseases in plants, animals and humans with consequences for agriculture and health. Moreover, in their atmospheric transit they often act as condensation or ice nuclei, affecting the hydrological cycle or the climate. Despite the numerous works related to these issues, the processes by which they are emitted, interact or are removed from the atmosphere, are poorly understood. This paper presents a comprehensive review about the study techniques, the knowledge of processes and interactions among bioaerosols, atmosphere and surfaces from which they are emitted or deposited, as well as the effects on agriculture, health and the role of bioaerosols in the climate system.

Keywords: bioaerosol, pollen, molds, airborne transport.

1. INTRODUCCIÓN

Los bioaerosoles son un subconjunto de partículas presentes en la atmósfera que comprenden organismos como bacterias o algas unicelulares, unidades reproductivas de dispersión (esporas de hongos, quistes de dinoflagelados, granos de polen) o detritos y fragmentos producidos por plantas y animales. Los diámetros de estas partículas varían desde algunos nanómetros hasta décimas de milímetro (Fig. 1), lo que junto con las condiciones meteorológicas controla su permanencia en suspensión, que varía de horas a semanas (Hirst, 1953; Pöschl, 2005).

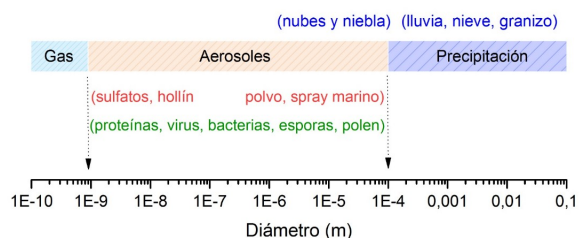


Figure 1: Rangos característicos de tamaño de partículas atmosféricas y bioaerosoles.

El estudio de la génesis, transporte pasivo y depósito de estas biopartículas es abordado por la Aerobiología. Los primeros estudios datan de inicios del siglo XIX (Ehrenberg, 1830; Pasteur, 1860a y b) y desde entonces, muestras de aire recogidas desde globos, aviones y en superficie, han permitido comprobar que las partículas emitidas por la biósfera pueden ser transportadas, incluso a gran altitud más allá de la troposfera y a grandes distancias, cruzando océanos o continentes (Gregory, 1945; Hirst y otros, 1967; Brown y Hovmöller, 2002; Gassmann y Pérez, 2006; Pérez y otros, 2009a; Hallar y otros, 2011; DeLeon-Rodríguez y otros, 2013; Meza Torres y otros, 2014). En el transcurso del transporte, los bioaerosoles están expuestos a estrés por deshidratación, envejecimiento por radiación UV o modificaciones fisicoquímicas por contaminantes presentes en la atmósfera como ozono, óxidos de nitrógeno como NO y NO₂, ácidos, etc., que pueden reducir su viabilidad o

producir su muerte. También, intervienen como núcleos de condensación o glaciológicos, en los cambios de fase de la humedad atmosférica que da origen a las nubes (Amato y otros, 2005; Delort y otros, 2010; Huffman y otros, 2013; Twohy y otros, 2016). Así, el depósito húmedo es el principal fenómeno de remoción de estas partículas durante la precipitación. En cambio, el depósito seco por sedimentación o impacto sobre superficies tiende a ser más importante a nivel local, determinando en parte la calidad del aire.

Muchos bioaerosoles son de importancia en el desarrollo, la dinámica y la evolución de los ecosistemas. Algunos como el polen o las esporas, tienen un papel clave en la dispersión de especies y se sabe que son capaces de franquear barreras geográficas (Brown y Hovmöller, 2002; Pérez y otros, 2009; Womack y otros, 2010; Després y otros, 2012; Meza Torres y otros, 2014) permitiendo el intercambio genético entre poblaciones. En algunos casos el transporte tiene implicancias para la salud pública o la agricultura, cuando se dispersan patógenos o alérgenos (Brown y Hovmöller, 2002; Brodie y otros, 2007; Olabuenaga y otros, 2007; Després y otros, 2012) y aún se debate sobre el impacto potencial del transporte atmosférico de organismos genéticamente modificados por el hombre sobre los ecosistemas (Kawashima y Hama, 2011; Folloni y otros, 2012).

Debido a un creciente interés por estos temas, en 1974 se funda la “International Association for Aerobiology” (IAA) para impulsar los estudios en el campo de la Aerobiología (<https://sites.google.com/site/aerobiologyinternational/home>) y aunar esfuerzos en el monitoreo de bioaerosoles. Es así como en 1988 se establece la “European Aeroallergen Network” (EAN); una red de sitios de medición con posterior colaboración de países de otros continentes, que generan cooperativamente una base de datos sobre concentraciones atmosféricas de polen y esporas de hongos. Actualmente la red

cubre 38 países y más de 600 sitios de medición, 400 de los cuales se encuentran activos (<https://www.ean-net.org/en.html>). Por otro lado, la American Academy of Allergy Asthma & Immunology (AAAAI) a través del National Allergy Bureau (NAB) realiza un trabajo similar en Estados Unidos, Canadá con aporte incipiente de Argentina (<http://www.aaaai.org/global/nab-pollen-counts?ipb=1>).

Estas fuentes de información han permitido en los últimos años, un importante avance en el conocimiento de la aerobiota, sin embargo, aún es mucho lo que se ignora sobre sus interacciones con los ecosistemas en muchos lugares del globo y los avances en la capacidad de pronóstico de su emisión y transporte es aún preliminar.

En las páginas siguientes, intentaremos ofrecer una visión general sobre el estado del arte de la Aerobiología, algunos avances recientes y esbozar perspectivas sobre el estudio de los bioaerosoles en términos de su caracterización, transporte y particularmente interacciones con el clima y la salud.

2. CUANTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS BIOAEROSOLES

Es importante reconocer que las partículas de origen biológico no son residentes estables de la atmósfera, sino que se encuentran en estado de tránsito permanente. La mayoría de ellas son estructuras de resistencia especialmente adaptadas a las condiciones de estrés que imponen factores como la temperatura, la humedad, la oxidación y la radiación que reducen su viabilidad. Así generalmente el transporte se realiza en un estado de suspensión o letargo. En este sentido, se discute si la atmósfera debe considerarse como un posible hábitat, aunque por el momento sólo se han detectado organismos con actividad metabólica en muy pequeña escala dentro de gotitas de nubes (Dimmick y otros, 1975; Amato y otros, 2005; 2007; Vaïtilingom y otros 2013).

Edmonds (1979) establece el concepto de “vía aerobiológica”, que describe un conjunto de procesos que incluye el origen, ascenso, dispersión, transporte y depósito de los aerosoles en superficie (Fig. 2). Esta concepción sistémica, provee el marco conceptual para el desarrollo de diferentes metodologías para el estudio de bioaerosoles; desde distintos métodos para la captura en el aire como el filtrado o el impacto inercial, el reconocimiento a través de técnicas de cultivo y tinción, así como de microscopía óptica y electrónica. Con el avance tecnológico se han incorporado nuevas técnicas como: métodos inmunológicos, espectroscopia óptica y espectrometría de masas, así como análisis de trazadores químicos. La última y más completa revisión de todos estos métodos puede consultarse en Després y otros (2012).

2.1 El muestreo aerobiológico

Además del tamaño, la cantidad y el tipo, los aerosoles biológicos suspendidos en el aire varían de acuerdo al momento del día, la estación y localización geográfica (Hirst, 1953; Lacey y West, 2006). Por este motivo, la ubicación y condiciones micro-meteorológicas del sitio de muestreo, así como el período de monitoreo, deben ser considerados cuidadosamente para asegurar una toma de muestras representativa. Del mismo modo, el tipo de muestreador es importante ya que todos tienen diferentes eficacias de captura y deben ajustarse a los requerimientos del tipo de estudio. En general, los equipos menos complejos presentan pocos inconvenientes técnicos y se ajustan bien a estudios tanto en ambientes interiores como exteriores, pero brindan información con escaso detalle y resolución temporal. Los muestreadores más sofisticados, subsanan algunos de estos inconvenientes: son más confiables y precisos, pueden operarse por períodos prolongados, aunque son propensos a desperfectos que interrumpen la continuidad del monitoreo. Los equipos emplean diferentes técnicas de recolección. Las más sencillas colectan partículas de forma pasiva, por sedimentación sobre cubreobjetos o placas de Petri con medios

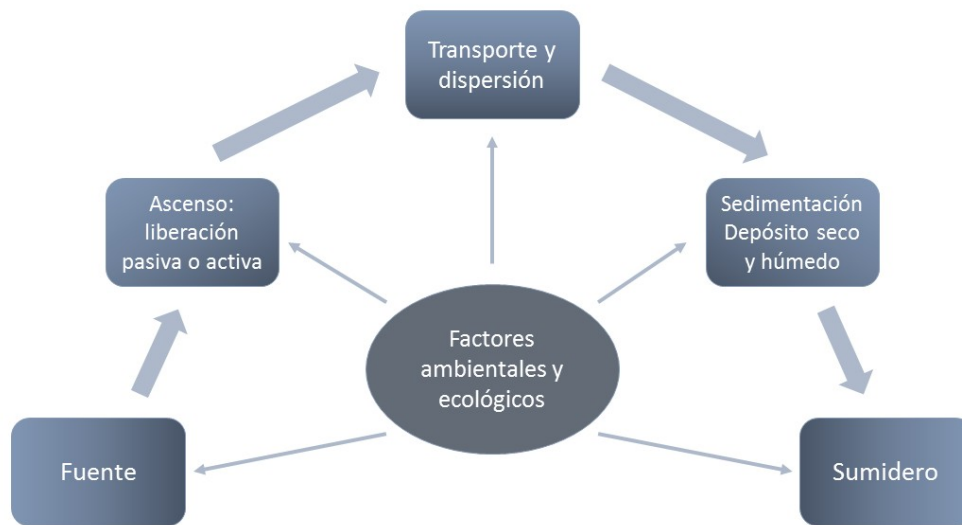


Figure 2: Modelo conceptual de los procesos aerobiológicos y los factores que los regulan. Adaptado de Edmonds, 1979.

adherentes o de cultivo, que permiten obtener flujos de depósito conociendo el tiempo de exposición y el área expuesta (Fig. 3a, b y c). Las de muestreo activo en cambio, emplean el principio de impacto inercial de los aerosoles suspendidos en un flujo forzado y continuo de aire. En estos casos, las partículas se retienen en filtros de tamaño de poro variable, portaobjetos, cajas de Petri perforadas o cintas de acetato recubiertas con filmes adherentes, que luego pueden ser estudiadas al microscopio (Fig. 4a, b y c). Un cálculo sencillo que contempla el tiempo de exposición y el volumen de aire filtrado permite obtener valores de concentración.

La Tabla I resume el conjunto de tipos de muestreo y características de uso común en Aerobiología. Se enumeran aquellas de uso más corriente en el estudio de polen y esporas. La EAN utiliza como método de muestreo estándar el volumétrico isocinético (Hirst, 1952), (Fig. 4c) donde las partículas suspendidas en un flujo constante de $0.6 \text{ m}^3\text{h}^{-1}$ se depositan sobre una cinta adhesiva que rota a velocidad constante (2 mm h^{-1}). El muestreo se realiza

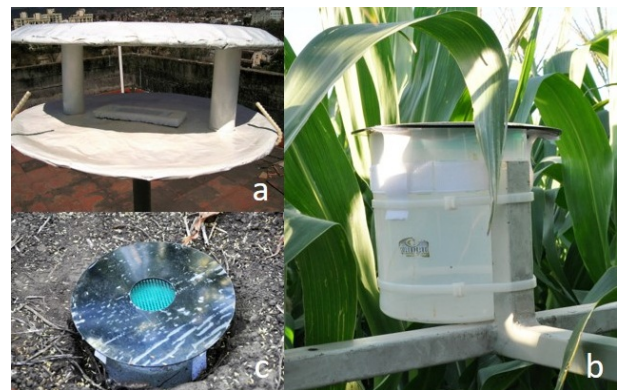


Figure 3: Ejemplo de muestreadores pasivos gravitacionales: a) Trampa Durham: la protección superior previene el lavado por precipitación del material colectado en el cubreobjetos del interior, b) Trampa Tauber colocada dentro de un cultivo de maíz, c) detalle de la parte superior de una trampa Tauber colocada a ras del suelo.

automáticamente con un sistema de relojería y la cinta se reponne semanalmente. Posteriormente, la cinta se secciona en tramos correspondientes a

Tipo de muestreo	Principio de captura	Tipo de muestreador	Resolución temporal	Uso
Pasivo No volumétrico	Gravitacional	Plato de Petri Trampa Durham Trampa Tauber	Diaria, mensual	Polen/esporas
Activo Flujo forzado Volumétrico	Filtrado	Cassette de filtro	Horaria	Esporas
	Impacto inercial	Impactador de cascada	Horaria, diaria, semanal	Esporas
		Brazo rotante (Rotorod)	Diaria	Polen/esporas
		Trampa Burkard o Lanzoni	Horaria, diaria, semanal	Polen/esporas

Table 1: Técnicas, características y principios de acción empleados frecuentemente en el monitoreo aerobiológico de la atmósfera.

1 día de exposición para su estudio microscópico. El NAB por su parte, reporta recuentos de esporas/granos de polen de estaciones que utilizan el muestreo volumétrico isocinético, o impactadores de brazo rotante (Fig. 4a y b). Estos últimos recolectan el material sobre varillas acrílicas untadas con adhesivo que giran a velocidad constante a intervalos regulares. El recambio de las varillas se hace diariamente. La velocidad de giro, el área y el tiempo de exposición permite el cálculo de concentraciones.

2.2 Caracterización biológica

Independientemente del método de captura, las muestras obtenidas contienen una gran diversidad de aerosoles. Sin embargo, no todo lo que se deposita es de interés, por lo que es necesario decidir exactamente qué debe contarse y conocer las especies a que pertenecen (Lacey y West, 2006). Regularmente esta tarea es realizada por personal especialmente entrenado que hace el recuento utilizando microscopía óptica y tinciones sencillas. Salvo en aplicaciones muy específicas, no se hace el recuento completo de la muestra, sino que se realiza un muestreo estadístico de la superficie del preparado para análisis microscópico, que permita inferir las cantidades totales y calcular las concentraciones atmosféricas correspondientes.

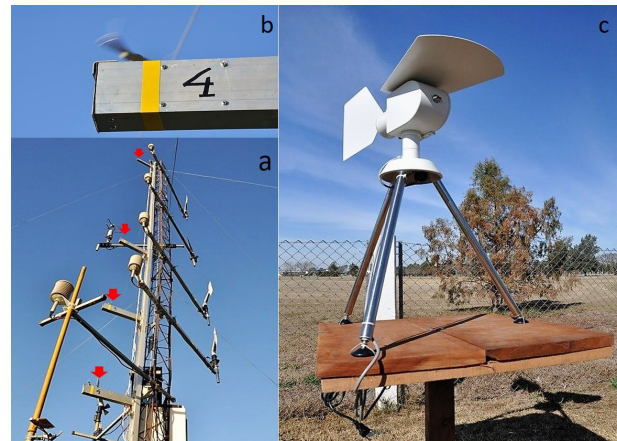


Figure 4: Muestreadores volumétricos de impacto inercial. a) Impactador de brazo rotante tipo Rotorod, en un arreglo para estudio de perfil vertical sobre una estación micrometeorológica. Las flechas rojas indican la posición de los equipos. b) Detalle de un impactador de brazo rotante durante el funcionamiento. c) Muestreador Burkard instalado en la localidad de Sunchales, durante una campaña de estudio de trazadores polínicos de larga distancia.

Determinar y cuantificar bioaerosoles es una tarea compleja y demandante que consume gran cantidad de tiempo. Por este motivo existen grandes esfuerzos para facilitar la obtención de datos utilizando sistemas automatizados. En el caso de los granos de polen, la confiabilidad de estos sistemas es muy buena (entre 90 y 100 %), pero sólo son capaces de reconocer algunas pocas especies (Boucher y otros, 2002; Ronneberger y otros, 2002; Chen y otros, 2006). La mayoría trabaja utilizando imágenes ópticas mejoradas, imágenes láser 3D y/o utilizando tecnología de redes neuronales (France y otros, 2000; Ronneberger y otros, 2002; Li y otros, 2004; Zhang y otros, 2004; Holt y otros, 2011). Las esporas de hongos en cambio requieren la incubación en medios de cultivo para reconocer las especies y contar las colonias formadas, ya que la escasa diferenciación morfológica impide su determinación directa al microscopio. Sin embargo, existen algunos adelantos recientes hacia la automatización que elimina el período de

cultivo previo (Blank y otros, 2015; Tahir y otros, 2017). A pesar de lo alentador de estos intentos, el reconocimiento y recuento de rutina sigue siendo una tarea efectuada por microscopistas experimentados.

Otras técnicas de tinción abren nuevas posibilidades para el estudio de partículas biológicas de origen secundario. Estos análisis pueden ser especialmente útiles en cuestiones relacionadas con la actividad y especificidad de agentes patógenos con injerencia en la salud.

2.3 Caracterización fisicoquímica

Recientemente, se han desarrollado algunas técnicas que permiten determinar fragmentos de partículas biológicas por debajo del límite de resolución de la microscopía óptica (Hell y Kroug, 1995; Cremer, 2012; Best y otros, 2013). Por ejemplo, la combinación de técnicas inmunoquímicas y tinciones fluorescentes, son capaces de identificar partículas de origen biológico y ocasionalmente, la especie a la que pertenecen. Perring y otros (2015) mostraron que los aerosoles así detectados pueden alcanzar fracciones importantes de hasta 24 % del total en suspensión, con diferencias regionales en número y tamaño.

Por otro lado, algunos equipos basados en la emisión de fluorescencia inducida por láser realizan este tipo de cuantificación en tiempo real con resoluciones temporales y de tamaño elevadas (Healy y otros, 2014; Saari y otros, 2014; Perring y otros, 2015; Ziemba y otros, 2016). Estas mejoras permiten obtener parametrizaciones de emisiones de aerosoles diarias, estacionales y anuales, que son útiles en el modelado de transporte atmosférico. Por ejemplo, Hummel y otros (2015) incorporaron una nueva parametrización a un modelo regional a partir de mediciones de aerosoles biológicos fluorescentes de cuatro sitios europeos. La distribución de tamaño con un modo de 3 μm fue dominante y estuvo en correspondencia con el tamaño promedio de las esporas de hongos, por lo que las mejoras fueron eficaces para trazar su dispersión

y transporte.

La vitalidad celular es otro aspecto a tener en cuenta ya que es esencial para los roles biológicos, ecológicos y patológicos de los bioaerosoles (Urbano y otros, 2011). Por ejemplo, algunos resultados indican que las células bacterianas completas constituyen mejores núcleos glaciológicos que fragmentos de ellas o que los extractos de sus proteínas de pared celular (Morris y otros, 2004; Möhler y otros, 2007). De esta manera es probable que la viabilidad de los bioaerosoles juegue un papel importante en algunos procesos atmosféricos.

3. TRANSPORTE DE BIOAEROSOLES

Desde el punto de vista biológico, es importante entender el transporte pues afecta el intercambio genético entre poblaciones y la propagación de especies (Womack y otros, 2010; Morris y otros, 2014a). En algunos casos la dispersión tiene consecuencias socioeconómicas, ampliando la distribución geográfica de plagas y enfermedades agrícolas, o diseminando patógenos de interés en salud humana o sanidad edilicia. Dado que los bioaerosoles son liberados desde las superficies continentales u oceánicas, generalmente son más abundantes en los niveles inferiores de la troposfera, mayormente dentro de la capa límite atmosférica (CLA). Por lo tanto, el estudio del transporte requiere de modelos que representen adecuadamente los procesos de pequeña escala de la CLA, así como la dinámica de la atmósfera a escala regional o global.

3.1 Emisión

Los bioaerosoles entran a la atmósfera en forma pasiva removidos desde la superficie de la fuente por la turbulencia (mecánica o térmica), o de forma activa a través de procesos de eyección como, por ejemplo, la liberación de esporas de hongos (ascomicetes) disparada por el impacto de gotas de lluvia (Gregory, 1973; McCartney y Lacey, 1990; Lacey y West, 2006; Isard y Gage, 2001). Cualquiera sea el mecanismo, la liberación se produce en condiciones meteorológicas

adecuadas, generalmente con baja humedad atmosférica y durante las horas de mayor temperatura, cuando la turbulencia favorece la suspensión y ascenso de las partículas (Lacey y West, 2006; Isard y Gage, 2001).

Para recrear el transporte, los modelos requieren parametrizaciones adecuadas de la tasa de emisión. Sin embargo, las estimaciones de esta variable para bioaerosoles adolecen de grandes incertidumbres (Elbert y otros, 2007). Por ejemplo, Burrows y otros (2009a y b) reportan variaciones entre observaciones y estimaciones entre 80 y 870 %, que tienen origen en procesos biológicos relacionados con los ciclos diarios, estacionales, los ciclos de vida y la variación de la composición de especies. Más aún, los cambios en el uso y cobertura del suelo y sus dependencias climáticas en diversas escalas contribuyen a que las parametrizaciones no sean estables en tiempo y espacio.

Las estimaciones se basan principalmente en observaciones de concentración realizadas dentro de los primeros 50 m sobre el suelo y o en menor medida, desde aeronaves o estaciones ubicadas a gran altura (Matthias-Maser y otros, 2000; DeLeon-Rodriguez y otros, 2013; Ziemba y otros, 2016). La emisión se infiere a partir de estas observaciones haciendo suposiciones sobre la tasa de depósito, por lo que los valores obtenidos son aproximaciones.

Otras formas de medición directas están emparentadas con las metodologías de medición de flujos desarrolladas en meteorología, como, por ejemplo: el método del gradiente o el de covarianzas turbulentas. En el primer caso, se parte del supuesto de que el movimiento vertical de los aerosoles en la CLA es análogo al de otras magnitudes meteorológicas (como la humedad o el calor). Como ejemplo, se pueden citar los trabajos de Lighthart y Shaffer (1994) o Crawford y otros (2014) donde con técnicas derivadas de la relación de Bowen, obtuvieron flujos de bacterias y esporas de hongos en ambientes de chaparral y de bosque de coníferas en el hemisferio norte. En el caso de la técnica

de covarianzas turbulentas, se correlacionan las variaciones de la concentración de un gas con aquellas de la componente vertical del viento (w) para obtener los flujos de interés. Es posible extrapolar la técnica al estudio de aerosoles en tanto tengan tamaños adecuados (generalmente por debajo de $100 \mu\text{m}$). Así, Pryor y otros (2007) y Gallagher y otros (1997) lograron medir flujos de aerosoles sobre superficies boscosas mientras que Carotenuto y otros (2017) midieron flujos verticales de esporas de hongos sobre pasturas con una técnica mixta de covarianzas turbulentas y modelado numérico. Sin embargo, la necesidad de equipo de respuesta rápida (usualmente midiendo a 20 Hz) y gran cantidad de datos para obtener resultados estadísticamente robustos, limitan su aplicación a bioaerosoles. En ausencia de estas condiciones se suele utilizar el método relajado de acumulación de flujos (Desjardins, 1977; Businger y Oncley, 1990; Gaman y otros, 2004; Held y otros, 2003; 2008) que se basa en la acumulación condicional de flujos en función de velocidades verticales positivas o negativas (Businger y Oncley, 1990). Esto permite utilizar equipos de medición de aerosoles con tiempos de respuesta más lentos.

3.2 Transporte atmosférico

Una vez emitidos, el transporte de los aerosoles depende de las características de la CLA y de los procesos atmosféricos que se desarrollen dentro de la troposfera. Dependiendo de la ubicación geográfica y la estación del año, el espesor de la CLA presenta variaciones diurnas desde algunos cientos de metros en la noche hasta 3 km durante el día. Debido a que las emisiones de bioaerosoles ocurre cerca de la superficie, las concentraciones en la atmósfera disminuyen con la altura (Gao y otros, 2015; Jones y Harrison, 2004). Algunos procesos atmosféricos que favorecen el depósito húmedo (formación de nubes bajas o nieblas) contribuyen a disminuir la cantidad de bioaerosoles (Huffman y otros, 2013) limitando parcialmente las distancias de transporte dentro de la CLA. A su vez, la inversión térmica en el tope de la CLA actúa casi como una barrera física, determinando que la concentración

de bioaerosoles en la CLA sea superior a las observadas en la atmósfera libre. Sin embargo, la mezcla producida en esta capa por la interacción entre las térmicas y la atmósfera libre permite un transporte neto pequeño de bioaerosoles dentro de esta última. En consecuencia, la cantidad de partículas que ascienden a la troposfera libre es escasa (Sesartic y otros, 2012). Sin embargo, en algunos casos procesos tales como el ascenso frontal forzado o la convección intensa pueden inyectar partículas biológicas por encima de la inversión, permitiéndoles viajar grandes distancias como parte del flujo troposférico. Es así que puede establecerse como principio básico, que los desplazamientos que tienen lugar dentro de la CLA concluyen en el mismo hábitat donde se originan y contrariamente, cuando éstos sobrepasan la CLA, terminan en ambientes muy distintos al de origen (Isard y Gage, 2001). En la práctica, los primeros son más frecuentes que los segundos. En cuanto a las condiciones atmosféricas, el dominio anticiclónico con vientos débiles o calma y radiación intensa, favorece los movimientos verticales, mientras que la estabilidad neutral, el avance de frentes o la presencia de jets promueven los movimientos horizontales.

El estudio de los procesos físicos y el modelado del transporte de corta y larga distancia surge, por un lado, ante la necesidad de estudiar la dispersión de genes artificialmente introducidos en cultivos (Dupont y otros, 2006) y por otro, debido a la aparición de eventos de “nieve amarilla” en el norte de Europa, que presupone una subestimación de la frecuencia y magnitud del transporte de larga distancia (Bourgeois, 2000). En el primero de los casos, la física de los procesos está vinculada principalmente a la interacción entre la cobertura vegetal y las condiciones atmosféricas dentro de la capa límite generada por la vegetación. Las modelizaciones más empleadas utilizan aproximaciones probabilísticas, gaussianas o eulerianas donde en ausencia de mediciones, es necesario parametrizar los fenómenos asociados a la turbulencia (por ej. Loos y otros, 2003; Dupont y otros, 2006; Klein y otros, 2006).

Menos casos, abordan el modelado a escala regional, donde la distribución geográfica de la cobertura, la topografía y el campo de viento de superficie son de gran importancia (ej. Helbig y otros, 2004; Pérez y otros, 2018). El transporte de larga distancia en cambio considera la dinámica de la atmósfera de mayor escala desde la sinóptica a la circulación general (Pérez y otros, 2018). En estos casos, HYSPLIT (Hybrid single-particle Lagrangian integrated trajectory model, Draxler y Hess, 1998) implementado por el Air Resources Laboratory de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) es por mucho la herramienta de cálculo más utilizada (Šaulienė y Veriankaitė, 2006). HYSPLIT es un modelo híbrido (Lagrangiano - Euleriano) que simula trayectorias simples o complejas de parcelas de aire, así como la dispersión, concentración, transformación química y depósito de aerosoles de distinto origen (Stein y otros, 2015). Las aproximaciones que utiliza limitan su uso al modelado de transporte de largo alcance. Su reciente aplicación al estudio de transporte de aerosoles biológicos ha permitido dilucidar las condiciones sinópticas que favorecen la aparición estacional de polen alérgico de fuentes distantes (Pasken y Pietrowicz, 2005; Makra y Pálfi, 2007; Belmonte y otros, 2008) incluso franqueando barreras geográficas, como continentes, cordilleras y océanos (Gassmann y Pérez, 2006; Rousseau y otros, 2006; Pérez y otros, 2009a; Meza Torres y otros, 2014).

3.3 Depósito

Los procesos de remoción de las partículas en suspensión están relacionados con el cambio de estado del agua en la atmósfera (depósito húmedo), con el impacto sobre obstáculos o la sedimentación (depósito seco). Los bioaerosoles desempeñan un papel importante en la formación de gotas de nubes y cristales de hielo y, por consiguiente, en la precipitación (Amato y otros, 2007; Sesartic y otros, 2012; Huffman y otros, 2013; Morris y otros, 2014b). Por su tamaño (Fig. 1), las bacterias, algas, esporas de hongos o granos de polen son considerados núcleos de

condensación gigantes (NCG) (ej. Bauer y otros, 2003; Delort y otros, 2010; Després y otros, 2012; Hassett y otros, 2015). Sin embargo, a pesar de que los NCG representan una pequeña fracción de las partículas en suspensión (0.001 - 0.01 %, Posselt y Lohmann, 2008), revisten especial importancia dado que inician la condensación con bajos niveles de saturación de humedad (Bauer y otros, 2003). Según los resultados de algunos modelos globales, la incorporación de núcleos de condensación gigantes acelera la precipitación y, en consecuencia, se acumula menos agua condensada en la atmósfera (Posselt y Lohmann, 2008). Además, se ha demostrado que, en condiciones húmedas los granos de polen pueden liberar material citoplasmático, formando partículas sub-micrométricas que también pueden actuar como núcleos de condensación (Taylor y otros, 2002; 2004; Steiner y otros, 2015).

Por otro lado, el polen, las algas, las bacterias, los hongos y el plancton son núcleos glaciológicos muy eficientes, (Schnell y Vali, 1976; Vali y otros, 1976; von Blohn y otros, 2005; Després y otros, 2012) debido a que son capaces de iniciar la congelación a temperaturas superiores a -15°C cuando para partículas minerales el límite típico es por debajo de -20°C (Morris y otros, 2014b). Por ejemplo, algunos experimentos muestran que el polen de abedul induce la congelación de gotas de agua sobreenfriada a temperaturas de -9°C (Diehl y otros, 2002), mientras que hongos como: *Hemileia vastatrix* (Morris y otros, 2013), *Puccinia* spp. (Haga y otros, 2013; Morris y otros, 2013) o *Ustilago nigra* (Haga y otros, 2014) lo hacen a temperaturas superiores a -20°C . El caso extremo es el de las bacterias, cuyas proteínas adheridas al exterior de la membrana celular son capaces de iniciar la nucleación a temperaturas tan altas como -1.5°C (Lindow, 1989; Kozloff y otros, 1991). También es posible identificar bacterias y fitoplancton como núcleos glaciológicos de origen marino liberados a la atmósfera por el spray emitido desde la superficie del agua (Knopf y otros, 2010; Alpert y otros, 2011a y b). A pesar de estas evidencias, aún es una pregunta abierta si la

cantidad de bioaerosoles es suficiente para afectar la formación y evolución de las nubes en las altitudes a las que éstas se desarrollan.

El depósito seco, consiste en la remoción de las partículas en suspensión por contacto con la superficie (impacto) o sedimentación por gravedad. Las aproximaciones más sencillas incluyen el modelado de la sedimentación utilizando la Ley de Stokes, de uso corriente en el estudio del depósito de polen. Si bien esta ley es válida para partículas pequeñas moviéndose a velocidades bajas, supone condiciones atmosféricas con números de Reynolds bajos (condiciones de flujo laminar) que difícilmente se observan en la atmósfera, por lo que las aproximaciones que consideran condiciones turbulentas serían más realistas. La interacción de la atmósfera con la vegetación genera turbulencia que puede organizarse en estructuras con forma de rotores horizontales llamadas “estructuras coherentes”. Estas estructuras son altamente eficientes transportando tanto energía (calor y cantidad de movimiento), como intercambiando masa con la cobertura vegetal (Katul y otros, 2006; Thomas y Foken, 2007). Los modelos numéricos más utilizados para describir este proceso son las simulaciones de grandes torbellinos (Large Eddy Simulation - LES) (Weil y otros, 2004; Chamecki y otros, 2009; Maldaner y otros, 2013) que permiten caracterizar la periodicidad temporal y escala espacial de hundimientos y eyecciones de las estructuras coherentes. La metodología LES recientemente ha tomado impulso, estudiando la dispersión y depósito de partículas, entre las cuales se puede considerar el material aerobiológico suspendido en el aire como esporas de hongos o granos de polen (Chamecki y otros, 2009; Tallapragada y otros, 2011; Maldaner y otros, 2013).

4. APLICACIONES DEL ESTUDIO DE BIOAEROSLES

4.1 Patógenos y alérgenos

Una de las mayores motivaciones para el estudio de los bioaerosoles es su potencialidad para

producir infecciones, efectos tóxicos o alérgicos sobre los organismos vivos impactando en la salud y la agricultura. Muchos patógenos causantes de la roya o el mildiú son responsables de enormes pérdidas económicas en todo el mundo (Aylor y Taylor, 1982; Brown y Hovmøller, 2002) como, por ejemplo, la roya causada por el hongo *Hemileia vastatrix* sobre el cultivo de café (Lucas y otros, 1992) o el tizón tardío de la papa (*Phytophthora infestans*) responsable de la gran hambruna de 1840. También las enfermedades infecciosas de humanos como la tuberculosis, la gripe o el sarampión pueden ser dispersados por bacterias o virus aerotransportados (Riley, 1974). Los hongos constituyen casos excepcionales. Por ejemplo, la inhalación de algunos patógenos como *Aspergillus*, *Cryptococcus* y *Pneumocystis* spp., pueden producir infecciones pulmonares con tasas de mortalidad de hasta 95% en individuos con función inmune comprometida (Lin y otros, 2001; Brown y otros, 2012). La actividad humana, especialmente en ambientes interiores, puede alterar las concentraciones de bioaerosoles, lo que es un desafío permanente para la salud hospitalaria (Schaal, 1991; Hoffman y otros, 1999). Las concentraciones suelen elevarse debido a la falta de ventilación, por el solo efecto de respirar, estornudar, toser, hablar y moverse, así como por la resuspensión del polvo al transitar (Bhangar y otros, 2014; 2015; Adams y otros, 2015). El depósito en el tracto respiratorio depende de las características de las partículas y la morfología de las vías respiratorias (Hofmann, 2011; Hussain y otros, 2011). En general, las partículas mayores de 0.5 μm son retenidas por impacto y sedimentación en las vías respiratorias superiores, mientras que las de diámetro menor, pueden alcanzar las vías inferiores por mecanismos de difusión (Hussain y otros, 2011; Nazaroff, 2015). La respuesta patogénica no depende de la viabilidad, puesto que las células muertas, fragmentos de ellas o excreciones pueden causar efectos adversos en la salud. Entre este tipo de partículas podemos encontrar componentes de la pared celular y metabolitos secundarios de las bacterias (exotoxinas y endotoxinas respectivamente)

o metabolitos fúngicos (micotoxinas). La exposición a micotoxinas es frecuente en ambientes rurales, construcciones afectadas por humedad o industrias relacionadas con la agricultura (Rylander, 2002; Nielsen, 2003; Spaan y otros, 2006) y presentan el mayor índice de toxicidad, tanto en humanos como en animales. En cuanto a los alérgenos, los más importantes provienen de la dispersión del polen de árboles y hierbas, hifas y esporas de hongos, o los ácaros del polvo doméstico (Esch y otros, 2001; Green y otros, 2003; D'Amato y otros, 2007; Vara y otros, 2016). Las alergias y sus afecciones respiratorias concomitantes son un serio desafío sanitario que está en aumento, donde la polinosis afecta hasta el 40% de la población de los países industrializados (D'Amato y otros, 2007) y casi 30% de la población asintomática está sensibilizada a uno o más alérgenos de origen fúngico (Esch y otros, 2001). Más aún, el problema parece relacionarse sinérgicamente con altos niveles de contaminación, aunque los mecanismos subyacentes de esta relación son poco claros (D'Amato y otros, 2007; 2013).

4.2 Bioaerosoles y agricultura

Otro desarrollo importante del estudio de los bioaerosoles es su aplicación en la agricultura. Además del monitoreo de las fuentes potenciales de enfermedades de los cultivos, existen desarrollos hacia el pronóstico de la producción en base a las concentraciones de polen en el aire (García-Mozo, 2011). Las fases fenológicas de la floración proporcionan un indicador macroscópico de diferentes procesos endógenos, algunos de los cuales son de difícil observación. El análisis aerobiológico, particularmente en especies anemófilas (plantas que utilizan el viento como agente de la polinización) permite detectar polen en el aire, proporcionando información sobre estas fases. Aunque la polinización es solo uno de los muchos eventos que tienen lugar durante el ciclo reproductivo de los cultivos, es determinante para el rendimiento. La llegada de una cantidad suficiente de granos de polen a los estigmas receptivos, es uno de los factores que influyen en el éxito de la fertilización,

más aún en las plantas anemófilas donde el mecanismo de dispersión es relativamente ineficaz y requiere grandes cantidades de polen para garantizar la polinización adecuada (Faegri y Van der Pijl, 1979; Frenguelli, 1998). Así, el conteo elevado de polen en el aire es la base para el desarrollo de los métodos de predicción de cosecha en base a técnicas aerobiológicas. Cour y Van Campo (1980) fueron los primeros en demostrar la relación existente entre la polinización y el rendimiento en especies anemófilas, que luego fue aplicada a otros cultivos no necesariamente anemófilos como, por ejemplo, la vid y el olivo. Así, Muñoz-Rodríguez y otros (2011) investigan la dinámica de la polinización de la vid mientras que Fernández-González y otros (2011) relacionan su rendimiento y producción anual con recuentos polínicos atmosféricos y la fenología. Por otro lado, los estudios realizados principalmente en España de la concentración polínica de olivo y distintas variables meteorológicas, permitieron establecer la relación entre estas variables (Galán y otros, 2001) y formular modelos de rendimiento en base a la cantidad de polen emitido y las condiciones atmosféricas reinantes durante el período de polinización (Galán y otros, 2004; García-Mozo y otros, 2008). Los estudios para otras especies de polinización anemófila, como en el caso del maíz, han abordado con especial interés el análisis de la polinización cruzada, dirigidos a establecer controles del flujo de genes transgénicos, generalmente sujetos a patentes comerciales. Por ejemplo, Jarosz y otros (2003), estudian la potencialidad de entrecruzamiento y la calidad de semillas en función de las concentraciones polínicas en el aire y las tasas de depósito. Angevin y otros (2008), utilizan modelos numéricos de dispersión polínica para relacionar el transporte con el tamaño del lote de producción, la geomorfología del paisaje y las fechas de floración mientras que otros investigadores proponen modelos estocásticos lagrangianos de pronóstico (Aylor y Bohem, 2006) y un modelo de red de monitoreo de transporte de polen para este cultivo (Aylor y otros, 2003).

Estas investigaciones conducen a la optimización del manejo de cultivos y al pronóstico de volumen de cosechas brindando herramientas esenciales para la producción racional y la comercialización eficiente. La estimación anticipada permite que los productores adopten estrategias para compensar las variaciones interanuales, y tomen decisiones informadas para planificar sus ventas.

5. LA EXPERIENCIA ARGENTINA EN AEROBIOLOGÍA

En nuestro país, los estudios se encaminaron siguiendo dos vertientes claramente diferenciadas. Los primeros trabajos se enfocaron en ambientes urbanos con objetivos puramente aplicados. La mayoría consiste en calendarios polínicos útiles para la prevención de alergias respiratorias (ej. Cuadrado, 1978; 1979; Borromei y Quattrocchio, 1990; García, 1990; 1992; 1993; 2010; Bianchi, 1992; 1994; Majas y otros, 1992; Romero y otros, 1992; Noetinger, 1993; Noetinger y otros, 1994; Latorre y Pérez, 1997; Ramón y otros, 2000; 2001; Nitiu y Romero, 2001; Nitiu y otros, 2003; Bianchi y otros, 2004; Bianchi y Olabuenaga, 2006; Nitiu, 2009; Benedetti y otros, 2014; Caramuti y otros, 2014) aunque pocos analizaron la potencialidad alergénica del polen encontrado (Nitiu y Mallo, 2002) y existe un único antecedente que relaciona la presencia atmosférica de polen con estudios epidemiológicos utilizando tests de sensibilización (Olabuenaga y otros, 2007). El estudio de las esporas fúngicas es de desarrollo reciente (Nitiu y otros, 2010; Mallo y otros, 2011; Nitiu y Mallo, 2011), en algunos casos destinados a problemas de conservación (Mallo y otros, 2017). Actualmente existen algunas estaciones aerobiológicas ubicadas en centros urbanos (Fig. 5) que regularmente reportan concentraciones de polen y esporas de hongos, que son publicadas online (ej. <http://www.aaaai.org/global/nab-pollen-counts/argentina>, <http://lillo.org.ar/inicio>, <https://www.alergia.org.ar/index.php>).

El estudio de ambientes naturales es menos frecuente (Ej. Majas y Romero, 1992; Naab, 1999;

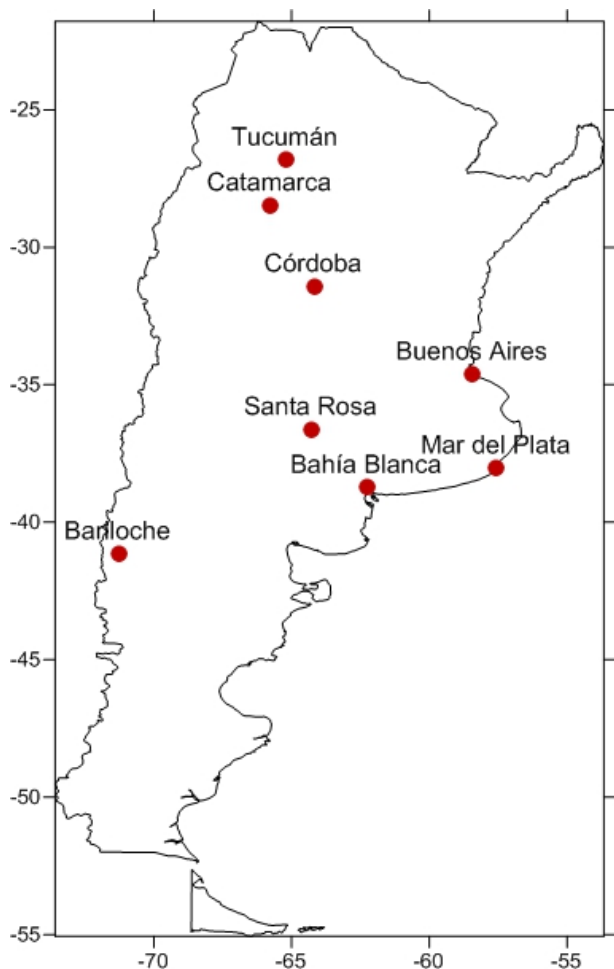


Figure 5: Ciudades argentinas con monitoreo continuo de bioaerosoles.

Vega y otros, 1999; Fontana, 2003; García, 2006; Latorre y Caccavari, 2007; Murray y otros, 2007; 2008; Torres y otros, 2014; Nuñez Otaño y otros, 2015; Muñoz y otros, 2017) y en su mayoría se destinan al reporte de tasas de depósito en relación con la vegetación.

La segunda vertiente analiza los patrones (de tiempo y espacio) y los procesos que dan origen a la variabilidad del registro aerobiológico. Existen dos fuentes principales que determinan estos cambios. Por un lado, las condiciones meteorológicas influyen sobre la emisión y el depósito de biopartículas (Gassmann y Gardiol, 2007; Latorre y Caccavari, 2009; Pérez y otros, 2009b; Murray y Galán, 2016) que una vez en suspensión, pueden ser transportadas miles

de kilómetros, incluso franqueando barreras geográficas como la cordillera de los Andes o el océano Atlántico (Gassmann y Pérez, 2006; Pérez y otros, 2009a; Meza Torres y otros, 2014) o bien, ser capturadas por sistemas locales como las brisas que recirculan el contenido de partículas (Gassmann y otros, 2002). Por otro, los cambios en la vegetación (fenología) determina el momento de actividad de las fuentes, influyendo sobre la riqueza de especies presentes en el aire de una localidad (Latorre y Bianchi, 1997; 1998; Latorre, 1997; 1999; Latorre et al., 2008). Estas dos fuentes a su vez interactúan determinando patrones temporales diario y estacional (Latorre y Bianchi, 1997; Noetinger y Romero, 1997; Pérez y Paez, 1998; Pérez y otros, 2001a, b; 2003; 2009c; Nitui, 2003; 2004; 2006; Murray y otros, 2002; 2010). La complejidad de las interacciones en múltiples escalas confiere características caóticas al registro aerobiológico que impide el desarrollo de modelos de pronóstico a largo plazo (Bianchi y otros, 1992).

6. PERSPECTIVAS FUTURAS

Los aerosoles están entre los forzantes que la meteorología considera que afectan el tiempo y el clima de la Tierra. Existen dos mecanismos dominantes por los cuales éstos interactúan con la atmósfera: la interacción aerosoles - radiación y la interacción aerosoles - nubes. La primera aparece como consecuencia de la dispersión y absorción que provocan los aerosoles alterando los balances de radiación de la atmósfera y la superficie, mientras que la segunda se relaciona con la capacidad de actuar como núcleos de condensación y glaciológicos en la formación de nubes. Ambas se combinan para desencadenar cambios capaces de alterar los patrones de precipitación y los fenómenos meteorológicos de tiempo severo. Dependiendo de las variables afectadas, los cambios pueden ser negativos o positivos, lo que plantea mayores incertidumbres en el forzamiento del sistema climático pudiendo producir retroalimentaciones en el clima (Andreae y Rosenfeld, 2008; Morris y otros, 2014b). Todas estas incertidumbres han

obstaculizado considerablemente la capacidad de proyectar cambios climáticos futuros y hacer predicciones numéricas precisas. (Li y otros, 2017).

Por otro lado, el cambio de uso de la tierra altera el equilibrio de cantidad y calidad de bioaerosoles en suspensión. Además, no está claro cómo los cambios en la biodiversidad afectarán la abundancia y las propiedades de bioaerosoles que afecten la propagación de enfermedades agrícolas o humanas y, en consecuencia, la economía mundial o regional. Ya existen antecedentes de cambios inducidos en la fisiología y la distribución de plantas y hongos (Reid y Gamble, 2009; Cecchi y otros, 2010). En algunos casos, el aumento de la temperatura y la concentración de CO² puede afectar los patrones de fructificación de estos últimos (Klironomos y otros, 1997; Gange y otros, 2007; Wolf y otros, 2010), los períodos de polinización y producción de polen de las plantas (Zhang y otros, 2014a y b) o el contenido de alérgenos y sus patrones de distribución (Reid y Gamble, 2009; Cecchi y otros, 2010; Lang-Yona y otros, 2013).

Los problemas enumerados están estrechamente vinculados con preguntas de relevancia social sobre cómo la agricultura y otros tipos de uso de la tierra deben adaptarse para mitigar los daños producidos por la actividad humana. Es un desafío científico brindar respuestas a estos interrogantes, y ofrecer herramientas en base a un entendimiento sistémico para establecer políticas de gestión sustentable de cara al cambio previsto para el milenio.

Acknowledgments: Deseamos agradecer la colaboración del Dr. Gonzalo Torres, al suministrar desinteresadamente la imagen de la figura 3a, reproducida en este trabajo. Agradecemos muy especialmente al comité editorial de Meteorológica, por invitarnos a publicar este artículo de revisión y a los revisores que permitieron enriquecer este trabajo con sus valiosos comentarios.

REFERENCES

- Adams, R. I., Bhangar, S., Pasut, W., Arens, E. A., Taylor, J. W., Lindow, S. E., Nazaroff, W. W. y Bruns, T. D., 2015: Chamber bioaerosol study: outdoor air and human occupants as sources of indoor airborne microbes. *PLoS ONE* 10, e0128022.
- Alpert, P. A., Aller, J. Y. y Knopf, D. A., 2011a: Ice nucleation from aqueous NaCl droplets with and without marine diatoms. *Atmospheric Chemistry and Physics* 11, 5539–5555.
- Alpert, P. A., Aller, J. Y. y Knopf, D. A., 2011b: Initiation of the ice phase by marine biogenic surfaces in supersaturated gas and supercooled aqueous phases. *Physical Chemistry Chemical Physics* 13, 19882–19894.
- Angevin, F., Klein, E. K., Choimet, C., Gauffreteau, A., Lavigne, C., Messéan, A., y Meynard, J. M., 2008: Modelling impacts of cropping systems and climate on maize cross-pollination in agricultural landscapes: The MAPOD model. *European Journal of Agronomy* 28, 471–484.
- Amato, P., Ménager, M., Sancelme, M., Laj, P., Mailhot, G. y Delort, A.-M., 2005: Microbial population in cloud water at the Puy de Dôme: implications for the chemistry of clouds. *Atmospheric Environment* 39, 4143–4153.
- Amato, P., Parazols, M., Sancelme, M., Laj, P., Mailhot, G. y Delort, A.-M., 2007: Microorganisms isolated from the water phase of tropospheric clouds at the Puy de Dôme: major groups and growth abilities at low temperatures. *FEMS Microbiology Ecology* 59, 242–254.
- Andreae, M. O. y Rosenfeld, D., 2008: Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Science Reviews* 89, 13–41.
- Aylor, D. E. y Taylor, G. S., 1982: Aerial dispersal and drying of *Peronospora tabacina* conidia in tobacco shade tents. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America* 79, 697–700.
- Aylor, D. E., Schultes, N. P. y Shields, E. J., 2003: An aerobiological framework for assessing cross-pollination in maize. *Agricultural and*

- Forest Meteorology 11, 111–129.
- Aylor, D. E. y Boehm, M. T., 2006: Quantifying aerial concentrations of maize pollen in the atmospheric surface layer using remote-piloted airplanes and Lagrangian stochastic modeling. *Journal of applied meteorology and climatology* 45, 1003 – 1015.
- Bauer, H., Giebl, H., Hitzemberger, R., Kasper-Giebl, A., Reischl, G., Zibuschka, F. y Puxbaum, H., 2003: Airborne bacteria as cloud condensation nuclei. *Journal of Geophysical Research* 108, 1-5.
- Benedetti, G. M., Sastre, B. S. y Campo, A. M., 2014: Calendario polínico de especies potencialmente alergógenas y su relación con parámetros meteorológicos en Villa Ventana, provincia de Buenos Aires. *Boletín Geográfico* 36, 85 - 99.
- Belmonte, J., Alarcón, M., Avila, A., Scialabba, E. y Pino, D., 2008: Long-range transport of beech (*Fagus sylvatica* L.) pollen to Catalonia (north-eastern Spain). *International Journal of Biometeorology* 52, 675–687.
- Best, G., Amberger, R. y Cremer, C., 2013: Super-resolution microscopy: interference and pattern techniques. Ch9. En: Kubitscheck, U. (Ed.), *Fluorescence Microscopy: from Principles to Biological Applications*, Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA.
- Bhangar, S., Huffman, J. A. y Nazaroff, W. W., 2014: Size-resolved fluorescent biological aerosol particle concentrations and occupant emissions in a university classroom. *Indoor Air* 24, 604–617.
- Bhangar, S., Adams, R. I., Pasut, W., Huffman, J. A., Arens, E. A., Taylor, J. W., Bruns, T. D. y Nazaroff, W. W., 2015: Chamber bioaerosol study: human emissions of size-resolved fluorescent biological aerosol particles. *Indoor Air* 26, 193 - 206.
- Bianchi, M. M., 1992: Calendario polínico de la ciudad de Mar del Plata (agosto 1987 - agosto 1989). *Archivos Argentinos de Alergia e Inmunología* 23, 73-86.
- Bianchi, M. M., 1994: El muestreo aerobiológico en Mar del Plata: Aportes de una nueva metodología al análisis de polen. Su aplicación en el diagnóstico de la polinosis. Academia Nacional de Ciencias, Buenos Aires, Monografía N°10.
- Bianchi, M. M. y Olabuenaga, S., 2006: A 3-year airborne pollen and fungal spores record in San Carlos de Bariloche, Patagonia, Argentina. *Aerobiologia* 22, 247 - 257.
- Bianchi, M. M., Olabuenaga, S., Dzenoletas, M. A. y Civelli, E., 2004: El registro polínico de San Carlos de Bariloche. Septiembre 2001 – septiembre 2002. *Revista del Museo de Ciencias Naturales N. S.* 6, 1-7.
- Blank, R., Vinayaka, P. P., Tahir, M. W., Vellekoop, M. J. y Lang, W., 2015: Optical sensor system for the detection of mold: Concept for a fully automated sensor system for the detection of airborne fungal spores. *Proceedings IEEE Sensors*, 1-4.
- Borromei, A. M. y Quattrocchio, M., 1990: Dispersión del polen actual en el área de Bahía Blanca (Buenos Aires, Argentina). *Anales de la Asociación de Palinólogos de la Lengua Española* 5, 39 - 52.
- Boucher, A., Hidalgo, P. J., Thonnat, M., Belmonte, J., Galán, C., Bonton, P. y Tomczak, R., 2002: Development of a semi-automatic system for pollen recognition. *Aerobiologia* 18, 195- 201.
- Bourgeois, J. C., 2000: Seasonal and interannual pollen variability in snow layers of arctic ice caps. *Review of Palaeobotany and Palynology* 108, 17–36.
- Brodie, E. L., DeSantis, T. Z., Parker, J. P. M., Zubieta, I. X., Piceno, Y. M. y Andersen, G. L., 2007: Urban aerosols harbor diverse and dynamic bacterial populations. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America* 104, 299–304.
- Brown, J. K. M. y Hovmøller, M. S., 2002: Aerial dispersal of pathogens on the global and continental scales and its impact on plant disease. *Science* 297, 537–541.
- Brown, G. D., Denning, D. W., Gow, N. A. R., Levitz, S. M., Netea, M. G. y White, T. C., 2012: Hidden killers: human fungal infections. *Science Translational Medicine* 4, 1-9.
- Burrows, S. M., Butler, T., Jöckel, P., Tost, H., Kerkweg, A., Pöschl, U. y Lawrence, M. G., 2009a: Bacteria in the global atmosphere –

- part 2: modeling of emissions and transport between different ecosystems. *Atmospheric Chemistry and Physics* 9, 9281–9297.
- Burrows, S. M., Elbert, W., Lawrence, M. G. y Pöschl, U., 2009b: Bacteria in the global atmosphere – part 1: review and synthesis of literature data for different ecosystems. *Atmospheric Chemistry and Physics* 9, 9263–9280.
- Businger, J. A. y Oncley, S. P., 1990: Flux measurement with conditional sampling. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 7, 349–352.
- Caramuti, V. E., Naab, O.A. y Murray, M.G. 2014: First report of airborne pollen in Santa Rosa, La Pampa, Argentina: a 2-year survey. *Aerobiologia* 30, 1 - 13.
- Carotenuto, F., Georgiadis, T., Gioli, B., Leyronas, C., Morris, C., Nardino, M., Wohlfahrt, G. y Miglietta, F., 2017: Ecosystem-atmosphere exchange of microorganisms in a Mediterranean grassland: new insights into microbial flux through a combined experimental-modeling approach. *Atmospheric Chemistry and Physics*. En revisión.
- Cecchi, L., D'Amato, G., Ayres, J. G., Galan, C., Forastiere, F., Forsberg, B., Gerritsen, J., Nunes, C., Behrendt, H., Akdis, C., Dahl, R. y Annesi-Maesano, I., 2010: Projections of the effects of climate change on allergic asthma: the contribution of aerobiology. *Allergy* 65, 1073–1081.
- Chamecki, M., Meneveau, C. y Parlange, M. B., 2009: Large eddy simulation of pollen transport in the atmospheric boundary layer. *Journal of Aerosol Science* 40, 241–255.
- Chen, C., Hendriks, E. A., Duin, R. P. W., Johan, H. C., Reiber, J. H. C., Hiemstra, P. S., de Weger, L. A. y Stoel, B. C., 2006: Feasibility study on automated recognition of allergenic pollen: grass, birch and mugwort. *Aerobiologia* 22, 275–284.
- Cour, P. y Van Campo, M., 1980: Prévisions de récoltes à partir de l'analyse du contenu pollinique de l'atmosphère. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris* 290, 1043–1046.
- Cremer, C., 2012: Optics far beyond the diffraction limit. *Springer Handbook of Lasers and Optics*. Springer.
- Crawford, I., Robinson, N. H., Flynn, M. J., Foot, V. E., Gallagher, M. W., Huffman, J. A., Stanley, W. R. y Kaye, P. H., 2014: Characterisation of bioaerosol emissions from a Colorado pine forest: results from the BEACHON-RoMBAS experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics* 14, 8559–8578.
- Cuadrado, G. A., 1978: Polen atmosférico de la ciudad de Corrientes (Argentina). *Facena* 2, 55 - 68.
- Cuadrado, G. A., 1979: Calendario polínico preliminar para Corrientes (Argentina). *Facena* 3, 63 - 83.
- D'Amato, G., Baena-Cagnani, C. E., Cecchi, L., Annesi-Maesano, I., Nunes, C., Ansotegui, I., D'Amato, M., Liccardi, G., Sofia, M. y Canonica, W. G., 2013: Climate change, air pollution and extreme events leading to increasing prevalence of allergic respiratory diseases. *Multidisciplinary Respiratory Medicine* 8, 1-9.
- D'Amato, G., Cecchi, L., Bonini, S., Nunes, C., Annesi-Maesano, I., Behrendt, H., Liccardi, G., Popov, T. y van Cauwenberge, P., 2007: Allergenic pollen and pollen allergy in Europe. *Allergy* 62, 976–990.
- DeLeon-Rodriguez, N., Lathem, T. L., Rodríguez-R, L. M., Barazesh, J. M., Anderson, B. E., Beyersdorf, A. J., Ziemba, L. D., Bergin, M., Nenes, A. y Konstantinidis, K. T., 2013: Microbiome of the upper troposphere: species composition and prevalence, effects of tropical storms, and atmospheric implications. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America* 110, 2575–2580.
- Delort, A.-M., Vaïtilingom, M., Amato, P., Sancelme, M., Parazols, M., Mailhot, G., Laj, P. y Deguillaume, L., 2010: A short overview of the microbial population in clouds: potential roles in atmospheric chemistry and nucleation processes. *Atmospheric Research* 98, 249–260.
- Desjardins, R. L., 1977: Description and

- evaluation of a sensible heat flux detector. *Boundary Layer Meteorology* 11: 147 - 154. En: Thomas Foken, *Micrometeorology*, 2008, Springer - Verlag.
- Després, V. R., Huffman, J. A., Burrows, S. M., Hoose, C., Safatov, A. S., Buryak, G., Fröhlich-Nowoisky, J., Elbert, W., Andreae, M. O., Pöschl, U. y Jaenicke, R., 2012: Primary biological aerosol particles in the atmosphere: a review. *Tellus series B: Chemical and Physical Meteorology* 64, 1-40.
- Diehl, K., Matthias-Maser, S., Jaenicke, R. y Mitra, S. K., 2002: The ice nucleating ability of pollen: part II. Laboratory studies in immersion and contact freezing modes. *Atmospheric Research* 61, 125–133.
- Dimmick, R. L., Straat, P. A., Wolochow, H., Levin, G. V., Chatigny, M. A. y Schrot, J. R., 1975: Evidence for metabolic activity of airborne bacteria. *Journal of Aerosol Science* 6, 387–393.
- Dupont, S., Brunet, Y. y Jarosz, N., 2006: Eulerian modelling of pollen dispersal over heterogeneous vegetation canopies. *Agricultural and Forest Meteorology* 141, 82 - 104.
- Després, V.R., Huffman, J.A., Burrows, S.M., Hoose, C., Safatov, A.S., Buryak, G., Fröhlich-Nowoisky, J., Elbert, W., Andreae, M.O., Pöschl, U. y Jaenicke, R., 2012: Primary biological aerosol particles in the atmosphere: a review. *Tellus B* 64.
- Draxler, R. R. y Hess, G. D., 1998: An overview of the HYSPLIT_4 modeling system for trajectories, dispersion, and deposition. *Australian Meteorological Magazine* 47, 295–308.
- Edmonds, R. L. (ed.), 1979: *Aerobiology: The Ecological Systems Approach*. US/IBP Synthesis Series 10. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.
- Ehrenberg, C. G., 1830: Neue Beobachtungen über blutartige Erscheinungen in Aegypten, Arabien und Sibirien, nebst einer Übersicht und Kritik der früher bekannten. *Annual Review of Physical Chemistry* 94, 477–514.
- Elbert, W., Taylor, P. E., Andreae, M. O. y Pöschl, U., 2007: Contribution of fungi to primary biogenic aerosols in the atmosphere: wet and dry discharged spores, carbohydrates, and inorganic ions. *Atmospheric Chemistry and Physics* 7, 4569–4588.
- Esch, R. E., Hartsell, C. J., Crenshaw, R. y Jacobson, R. S., 2001: Common allergenic pollens, fungi, animals, and arthropods. *Clinical Reviews in Allergy and Immunology* 21, 261–292.
- Faegri, K. y Van der Pijl, L., 1979: *The principles of pollination ecology*. Pergamon Press, Oxford, New York.
- Fernández-González, M., Rodríguez-Rajo, F. J., Jato, V., Escuredo, O. y Aira, M. J., 2011: Estimation of yield 'Loureira' variety with an aerobiological and phenological model. *Grana* 50, 63-72.
- Folloni, S., Kagkli, D.-M., Rajcevic, B., Guimarães, N. C. C., van Droogenbroeck, B., Valicente, F. H., van den Eede, G. y van den Bulcke, M., 2012: Detection of airborne genetically modified maize pollen by real-time PCR. *Molecular Ecology Resources* 12, 810–821.
- Fontana, S., 2003: Pollen deposition in coastal dunes, south Buenos Aires Province, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 126, 17 - 37.
- France, I., Duller, A. W. G., Duller, G. A. T. y Lamb, H. F., 2000: A new approach to automated pollen analysis. *Quaternary Science reviews* 19, 537-546.
- Frenguelli, G., 1998: The contribution of Aerobiology to Agriculture. *Aerobiologia* 14, 95–100.
- Galán, C., Cariñanos, P., García-Mozo, H., Alcázar, P. y Domínguez-Vilches, E., 2001: Model for forecasting *Olea europaea* L. airborne pollen in South-West Andalusia, Spain. *International Journal of Biometeorology* 45, 59–63.
- Galán, C., Vázquez, L., García-Mozo, H. y Domínguez, E., 2004: Forecasting olive (*Olea europaea*) crop yield based on pollen emission. *Field Crops Research* 86, 43–51.
- Gaman, A., Rannik, Ü., Aalto, P., Pohja, T., Siivola, E., Kulmala, M. y Vesala, T., 2004: Relaxed eddy accumulation

- system for size-resolved aerosol particle flux measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 21, 933–943.
- Gange, A. C., Gange, E. G., Sparks, T. H. y Boddy, L., 2007: Rapid and recent changes in fungal fruiting patterns. *Science* 316, 71-71.
- Gao, M., Qiu, T., Jia, R. Han, M., Song, Y. y Wang, X., 2015: Concentration and size distribution of viable bioaerosols during non-haze and haze days in Beijing. *Environmental Science and Pollution Research* 2, 6, 4359-4368.
- García, M. E., 1990: Aeropalinología de Santiago del Estero I. *Archivos Argentinos de Alergia e Inmunología Clínica* 22, 6-12.
- García, M. E., 1992: Aeropalinología de Santiago del Estero. *Asociación Paleontológica Argentina* N° 2, 59-62.
- García, M. E., 1993: Aeropalinología de Santiago del Estero II. *Archivos Argentinos de Alergia e Inmunología Clínica* 24, 76-78.
- García, M. E., 2006: Lluvia polínica en Selvas Montanas de la provincia de Tucumán (Argentina). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 8, 159-164.
- García, M. E., 2010: Aeropalinología de la ciudad de Yerba Buena, provincia de Tucumán, Argentina. *Acta Botánica Malacitana* 35, 95-111.
- García-Mozo, H., 2011: The use of aerobiological data on agronomical studies. *Annals of Agricultural and Environmental Medicine* 18, 1–6.
- García-Mozo, H., Perez-Badía, R. y Galán, C., 2008: Aerobiological and meteorological factors' influence on olive (*Olea europaea* L.) crop yield in Castilla-La Mancha (Central Spain). *Aerobiologia* 24, 13–18.
- Gassmann, M. I., Pérez, C. F. y Gardiol, J. M., 2002: Sea-land breeze in a coastal city and its effect on pollen transport. *International Journal of Biometeorology* 46, 118-25.
- Gassmann, M. I. y Pérez, C. F., 2006: Trajectories associated to regional and extra-regional pollen transport in the southeast of Buenos Aires province, Mar del Plata (Argentina). *International Journal of Biometeorology* 50, 280–291.
- Gassmann, M. I. y Gardiol, J. M., 2007: Weather conditions associated with the potential for pollen recirculation in a coastal area. *Meteorological Applications* 48, 39-48.
- Green, B. J., Zinovia Mitakakis, T. y Tovey, E. R., 2003: Allergen detection from 11 fungal species before and after germination. *Journal of Allergy and Clinical Immunology* 111, 285–289.
- Gregory, P. H., 1945: The dispersion of air-borne spores. *Transactions of the British Mycological Society* 28, 26–72.
- Gregory, P. H., 1973: *The Microbiology of the Atmosphere*. Second Edition. Leonard Hill.
- Haga, D., Burrows, S., Iannone, R., Wheeler, M., Mason, R., Chen, J., Polishchuk, E., Pöschl, U. y Bertram, A., 2014: Ice nucleation by fungal spores from the classes Agaricomycetes, Ustilaginomycetes, and Eurotiomycetes, and the effect on the atmospheric transport of these spores. *Atmospheric Chemistry and Physics* 14, 8611–8630.
- Haga, D. I., Iannone, R., Wheeler, M. J., Mason, R., Polishchuk, E. A., Fetch, T., van der Kamp, B. J., McKendry, I. G. y Bertram, A. K., 2013: Ice nucleation properties of rust and bunt fungal spores and their transport to high altitudes, where they can cause heterogeneous freezing. *Journal of Geophysical Research Atmosphere* 118, 7260–7272.
- Hallar, A. G., Chirokova, G., McCubbin, I., Painter, T. H., Wiedinmyer, C. y Dodson, C., 2011: Atmospheric bioaerosols transported via dust storms in the western United States. *Geophysical Research Letters* 38, 2–7.
- Hassett, M. O., Fischer, M. W. F. y Money, N. P., 2015: Mushrooms as rainmakers: how spores act as nuclei for raindrops. *PLoS ONE* 10, e0140407.
- Healy, D. A., Huffman, J. A., O'Connor, D. J., Pöhlker, C., Pöschl, U. y Sodeau, J. R., 2014: Ambient measurements of biological aerosol particles near Killarney, Ireland: a comparison between real-time fluorescence and microscopy techniques. *Atmospheric Chemistry and Physics* 14, 8055–8069.
- Helbig, N., Vogel, B., Vogel, H. y Fiedler, F., 2004: Numerical modelling of pollen dispersion

- on the regional scale. *Aerobiologia* 3, 3 - 19.
- Held, A., Zerrath, A., McKeon, U., Fehrenbach, T., Niessner, R., Plass-Dimer, C., Kaminski, U., Berresheim, H. y Pöschl, U., 2008: Aerosol size distributions measured in urban, rural and high-alpine air with an electrical low pressure impactor (ELPI). *Atmospheric Environment* 42, 8502–8512.
- Hell, S. W. y Kroug, M., 1995: Ground-state-depletion fluorescence microscopy: a concept for breaking the diffraction resolution limit. *Applied Physics B Lasers and Optics* 60, 495–497.
- Hirst, J. M., 1952: An automatic volumetric spore trap. *Annals of Applied Biology* 39, 259 - 265.
- Hirst, J. M., 1953: Changes in atmospheric spore content: diurnal periodicity and the effects of weather. *Transactions of the British Mycological Society* 36, 375 - 393.
- Hirst, J. M., Stedman, O. J. y Hurst, G. W., 1967: Long-distance spore transport: vertical sections of spore clouds over the sea. *Journal of Genetical Microbiology* 48, 357–377.
- Hoffman, P. N., Bennett, A. M. y Scott, G., 1999: Controlling airborne infections. *Journal of Hospital Infection* 43, 203–210.
- Hofmann, W., 2011: Modelling inhaled particle deposition in the human lung—a review. *Journal of Aerosol Science* 42, 693–724.
- Holt, K., Allen, G., Hodgson, R., Marsland, S. y Flenley, J., 2011: Progress towards an automated trainable pollen location and classifier system for use in the palynology laboratory. *Review of Palaeobotany and Palynology* 167, 175–183.
- Huffman, J. A., Prenni, A. J., DeMott, P. J., Pöhlker, C., Mason, R. H., Robinson, N. H., Fröhlich-Nowoisky, J., Tobo, Y., Després, V. R., Garcia, E., Gochis, D. J., Harris, E., Müller-Germann, I., Ruzene, C., Schmer, B., Sinha, B., Day, D. A., Andreae, M. O., Jimenez, J. L., Gallagher, M., Kreidenweis, S. M., Bertram, A. K. y Pöschl, U., 2013: High concentrations of biological aerosol particles and ice nuclei during and after rain. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13, 6151–6164.
- Hummel, M., Hoose, C., Gallagher, M., Healy, D. A., Huffman, J. A., O'Connor, D., Pöschl, U., Pöhlker, C., Robinson, N. H., Schnaiter, M., Sodeau, J. R., Stengel, M., Toprak, E. y Vogel, H., 2015: Regional-scale simulations of fungal spore aerosols using an emission parameterization adapted to local measurements of fluorescent biological aerosol particles. *Atmospheric Chemistry and Physics* 15, 6127–6146.
- Hussain, M., Madl, P. y Khan, A., 2011: Lung deposition predictions of airborne particles and the emergence of contemporary diseases, Part-I. *Health* 2, 51–59.
- Isard, S. A. y Gage, S. H., 2001: Flow of life in the atmosphere. An airscape approach to understanding invasive organisms. Michigan State University Press.
- Jarosz, N., Loubet, B., Durand, B., McCartney, A., Foueillassar, X. y Huber, L., 2003: Field measurements of airborne concentration and deposition rate of maize pollen. *Agricultural and Forest Meteorology* 119, 37–51.
- Jones, A. M. y Harrison, R. M., 2004: The effects of meteorological factors on atmospheric bioaerosol concentrations—a review. *Sciences of the Total Environment* 326, 151–180.
- Katul, G., Poggi, D., Cava, D. y Finnigan, J., 2006: The relative importance of ejections and sweeps to momentum transfer in the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology* 120, 367–375.
- Kawashima, S. y Hama, T., 2011: Pollen dispersal and hybridization model for risk assessment of genetically modified crops. En: Steyn, D. G., Trini Castelli, S. (Eds.), *Air Pollution Modeling and Its Application XXI*, NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. Springer.
- Klein, E. K., Lavigne, C., Picault, M. R. y Gouyon, P-H., 2006: Pollen dispersal of oilseed rape: estimation of the dispersal function and effects of field dimension. *Journal of Applied Ecology* 43, 141–151.
- Klironomos, J. N., Rillig, M. C., Allen, M. F., Zak, D. R., Pregitzer, K. S. y Kubiske, M. E., 1997: Increased levels of airborne fungal spores in response to *Populus tremuloides* grown

- under elevated atmospheric CO². *Canadian Journal of Botany* 75, 1670–1673.
- Knopf, D. A., Alpert, P. A., Wang, B. y Aller, J. Y., 2010: Stimulation of ice nucleation by marine diatoms. *Nature Geoscience* 4, 88–90.
- Kozloff, L. M., Turner, M. A. y Arellano, F., 1991: Formation of bacterial membrane ice-nucleating lipoglycoprotein complexes. *Journal of Bacteriology* 173, 6528–6536.
- Lacey, M. E. y West, J. S., 2006: *The Air Spora. A manual for catching and identifying airborne biological particles.* Springer.
- Lang-Yona, N., Levin, Y., Dannemiller, K. C., Yarden, O., Peccia, J. y Rudich, Y., 2013: Changes in atmospheric CO² influence the allergenicity of *Aspergillus fumigatus*. *Global Change Biology* 19, 2381–2388.
- Latorre, F., 1997: Comparison between phenological and aerobiological patterns of some arboreal species of Mar del Plata (Argentina). *Aerobiologia* 13, 49 - 59.
- Latorre, F., 1999: Differences between airborne pollen and flowering phenology of urban trees with reference to production, dispersal and interannual climate variability. *Aerobiologia* 15, 131–141.
- Latorre, F. y Bianchi, M. M., 1997: Relación entre aeropolen y vegetación arbórea en Mar del Plata (Argentina). *Polen* 8, 43–59.
- Latorre, F. y Pérez, C. F., 1997: One year of airborne pollen sampling in Mar del Plata (Argentina). *Grana* 36, 49 - 53.
- Latorre, F. y Bianchi, M. M., 1998: Relationships between flowering development of *Ulmus pumila* and *Fraxinus excelsior* and their airborne pollen. *Grana* 37, 233–238.
- Latorre, F. y Caccavari, M. A., 2007: Depositación polínica anual en el Parque Nacional Pre-Delta (Entre Ríos, Argentina). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 8, 195–200.
- Latorre, F. y Caccavari, M. A., 2009: Airborne pollen patterns in Mar del Plata atmosphere (Argentina) and its relationship with meteorological conditions. *Aerobiologia* 25, 297–312.
- Latorre, F., Romero, E. J. y Mancini, V., 2008: Comparative study of different methods for capturing airborne pollen, and effects of vegetation and meteorological variables. *Aerobiologia* 24, 107–120.
- Li, Z., Rosenfeld, D. y Fan, J., 2017: *Aerosols and their Impact on Radiation, Clouds, Precipitation & Severe Weather Events.* Oxford University Press.
- Li, P., Treloar, W. J., Flenley, J. R. y Empson, L., 2004: Towards automation of palynology 2: the use of texture measures and neural network analysis for automated identification of optical images of pollen grains. *Journal of Quaternary Science* 19, 755–762.
- Lighthart, B. y Shaffer, B. T., 1994: Bacterial flux from chaparral into the atmosphere in midsummer at a high desert location. *Atmospheric Environment* 28, 1267–1274.
- Lin, S.-J., Schranz, J. y Teutsch, S. M., 2001: Aspergillosis case-fatality rate: systematic review of the literature. *Clinical Infectious Diseases* 32, 358–366.
- Lindow, S. E., 1989: Localization of ice nucleation activity and the iceC gene product in *Pseudomonas syringae* and *Escherichia coli*. *Molecular Plant-Microbe Interactions* 2, 262–272.
- Loos, C., Seppelt, R., Meier-Bethke, S., Schiemann, J. y Richter, O., 2003: Spatially explicit modelling of transgenic maize pollen dispersal and cross-pollination. *Journal of Theoretical Biology* 22, 241–255.
- Lucas, G. B., Campbell, C. L. y Lucas, L. T., 1992: *Diseases Caused by Airborne Fungi*, En: *Introduction to Plant Diseases.* Springer.
- Majas, F. D. y Romero, E. J., 1992: Aeropalynological research in the Northeast of Buenos Aires Province, Argentina. *Grana* 31, 143 - 153.
- Majas, F. D., Noetinger, M., Romero, E. J., 1992: Airborne pollen and spores monitoring in Buenos Aires city: A preliminary report. Part I: Trees and shrubs. (AP). *Aerobiologia* 8, 285–296.
- Makra, L., Pálfi, S., 2007: Intra-regional and long-range ragweed pollen transport over southern Hungary. *Acta Climatologica et chorologica* 40-41, 69 - 77.
- Maldaner, S., Degrazia, G. A., Rizza, U.,

- Moreira, V. S., Puhales, F. S., Acevedo, O. C., Alves, I. y Carvalho, J. da C., 2013: Derivation of third-order vertical velocity turbulence moment in the convective boundary layer from large eddy simulation data: an application to the dispersion modeling. *Atmospheric Pollution Research* 4, 191–198.
- Mallo, A. C., Nitiu, D. S. y Gardella Sambeth, M. C., 2011: Airborne fungal spore content in the atmosphere of the city of La Plata, Argentina. *Aerobiologia* 27, 77–84.
- Mallo, A. C., Elíades, L. A., Nitiu, D. S. y Saparrat, M. C. N., 2017: Fungal monitoring of the indoor air of the Museo de La Plata Herbarium, Argentina *Revista Iberoamericana de Micología* 34, 99-105.
- Matthias-Maser, S., Reichert, K. y Jaenicke, R., 2000: Primary biological aerosol particles at the high alpine site of Jungfraujoch/Switzerland. *Journal of Aerosol Science* 31 (Suppl. 1), 955–956.
- McCartney, H. A. y Lacey, M. E., 1990: The production and release of ascospores of *Pyrenopeziza brassicae* on oilseed rape. *Plant Pathology* 39, 17 - 32.
- Meza Torres, E. I., Cerne, B., Ulke, A. G. y Morbelli, M. A., 2014: Distribution of *Ophioglossum reticulatum* L. in South America. A case of long-distance jump dispersal? *International Journal of Biometeorology* 59, 137 - 150.
- Möhler, O., De Mott, P. J., Vali, G. y Levin, Z., 2007: Microbiology and atmospheric processes: the role of biological particles in cloud physics. *Biogeosciences* 4, 1059–1071.
- Morris, C. E., Georgakopoulos, D. G. y Sands, D. C., 2004: Ice nucleation active bacteria and their potential role in precipitation. *Journal de Physique Archives IV* 121, 87–103.
- Morris, C. E., Sands, D. C., Glaux, C., Samsatly, J., Asaad, S., Moukahel, A. R., Gonçalves, F. L. T. y Bigg, E. K., 2013: Urediospores of rust fungi are ice nucleation active at N-10 °C and harbor ice nucleation active bacteria. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13, 4223–4233.
- Morris, C. E., Leyronas, C. y Nicot, P. C., 2014a: Movement of bioaerosols in the atmosphere and its consequences on climate and microbial evolution. En: Colbeck, I., Mihalís, L. (Eds.), *Aerosol Science: Technology and Applications*. John Wiley & Sons.
- Morris, C. E., Conen, F., Huffman, J. A., Phillips, V., Pöschl, U. y Sands, D. C., 2014b: Bioprecipitation: a feedback cycle linking Earth history, ecosystem dynamics and land use through biological ice nucleators in the atmosphere. *Global Change Biology* 20, 341–351.
- Muñoz, N. E., Di Pasquo, M., Biganzoli, F. y Batista, W. B., 2017: Análisis aeropalínológico en tres áreas de vegetación dentro del Parque Nacional El Palmar (Colón, Entre Ríos) y su relación con la vegetación local y regional. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 52, 473 - 496.
- Muñoz-Rodríguez, A. F., Tormo, R. y Silva, M. I., 2011: Pollination dynamics in *Vitis vinifera* L. *American Journal of Enology and Viticulture* 62, 113 - 117.
- Murray, M. G., Sonaglioni, M. I. y Villamil, C. B., 2002: Annual variation of airborne pollen in the city of Bahía Blanca, Argentina. *Grana* 4, 183-189.
- Murray, M. G., Scofield, R. L., Galán, C. y Villamil, C. B., 2007: Airborne pollen sampling in a Wildlife Reserve in the south of Buenos Aires province, Argentina. *Aerobiologia* 23, 107-117.
- Murray, M. G., Galán C. y Villamil, C. B., 2008: Aeropalynological research in Salitral de la Vidriera, Buenos Aires province, Argentina. *Aerobiologia* 24, 181 - 190.
- Murray, M. G., Galán, C., Villamil, C. B., 2010: Airborne pollen in Bahía Blanca, Argentina: seasonal distribution of pollen types. *Aerobiologia* 26, 195–20.
- Murray, M. G. y Galán, C., 2016: Effect of the meteorological parameters on the *Olea europaea* L. pollen season in Bahía Blanca (Argentina). *Aerobiologia* 32, 541–553.
- Naab, O. A., 1999: Lluvia polínica actual en el Parque Nacional Nacional Lihue-Calel, La Pampa, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial* 6, 85 - 89.

- Nazaroff, W. W., 2015: Indoor bioaerosol dynamics. *Indoor Air* 61–78.
- Nielsen, K. F., 2003: Mycotoxin production by indoor molds. *Fungal Genetics and Biology* 39, 103–117.
- Nitiu, D. S., 2003: Annual, daily and intradiurnal variation of *Celtis* pollen in the city of La Plata, Argentina. *Aerobiologia* 19, 71–78.
- Nitiu, D. S., 2004: Intradiurnal fluctuation of pollen in La Plata, Argentina. Part I, herbaceous pollen types. *Aerobiologia* 20, 69–74.
- Nitiu, D. S., 2006: Aeropalynologic analysis of La Plata City (Argentina) during a 3-year period. *Aerobiologia* 22, 79–87.
- Nitiu, D. S., 2009: Estudio del polen atmosférico y su relación con la vegetación local. La Plata, Argentina. *Acta Botanica Malacitana* 34, 1–11.
- Nitiu, D. S. y Mallo, A. C., 2002: Incidence of allergenic pollen of *Acer* spp., *Fraxinus* spp. and *Platanus* spp. in the city of La Plata, Argentina: preliminary results. *Aerobiologia* 18, 65 - 71.
- Nitiu, D. S. y Mallo, A. C., 2011: Variaciones en la estacionalidad de polen y esporas fúngicas en la atmósfera de la ciudad de La Plata (Argentina). *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 46, 297–304.
- Nitiu, D. S., Mallo, A. C., Gardella Sambeth, M. C. y Morbelli, M. A., 2010: Contribución a la identificación de esporas del Reino Fungi en la atmósfera de La Plata, Argentina. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 45, 301 - 308.
- Nitiu, D. S., Mallo, A. C. y Romero, E. J., 2003: Quantitative aeropalynology in the atmosphere of Buenos Aires city, Argentina. *Aerobiologia* 19, 1–10.
- Nitiu, D. S. y Romero, E. J., 2001: Contenido polínico en la atmósfera de la ciudad de La Plata. *Polen* 11, 79–85.
- Noetinger, M., 1993: Tres años de monitoreo de la lluvia polínica en la ciudad de Buenos Aires. *Archivos Argentinos de Alergia e Inmunología Clínica* 24, 2 - 14.
- Noetinger, M. y Romero, E. J., 1997: Monitoreo diario y volumétrico del polen atmosférico en la ciudad de Buenos Aires. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 32, 185–194.
- Noetinger, M., Romero, E. J. y Majas, F. D., 1994: Airborne pollen and spores monitoring in Buenos Aires city: A preliminary report Part II. Herb, weeks (NAP) and spores. General discussion. *Aerobiologia* 10, 129–139.
- Núñez Otaño, N. B., Di Pasquo, M., Muñoz, N. E., 2015: Airborne fungal richness: proxies for floral composition and local climate in three sites at the El Palmar National Park (Colón, Entre Ríos, Argentina). *Aerobiologia* 15, 537–547.
- Olabeuena, S., Bianchi, M. M., Vacchino, M., Ozores, C. C. y Fainstein, B., 2007: Polen y polinosis en San Carlos de Bariloche. Desde la Patagonia: difundiendo saberes 4, 42 - 47.
- Pasken, R. y Pietrowicz, J. A., 2005: Using dispersion and mesoscale meteorological models to forecast pollen concentrations. *Atmospheric Environment* 39, 7689–7701.
- Pasteur, L., 1860a: Expériences relatives aux générations dites spontanées. *Comptes Rendus Hebdomadaires Seances De L'Academie Des Sciences* 50, 303–307.
- Pasteur, L., 1860b: Suite à une précédente communication relative aux générations dites spontanées. *Comptes Rendus Hebdomadaires Seances De L'Academie Des Sciences* 51, 675–678.
- Pérez, C. F., Bianchi, M. M., Gassmann, M. I., Tonti, N. y Pizzo, I., 2018: A case study of anisotropic airborne pollen transport in Northern Patagonia using a Lagrangian particle dispersion model. *Review of Palaeobotany and Palynology* 258, 215 – 222.
- Pérez, C. F., Castañeda, M. E., Gassmann, M. I. y Bianchi, M. M., 2009a: A statistical study of *Weinmannia* pollen trajectories across the Andes. *Advances in Geosciences* 22, 79–84.
- Pérez, C. F., Gardiol, J. M. y Paez, M. M., 2001a: Difusión atmosférica de polen en el sistema urbano-rural de la ciudad de Mar del Plata (Argentina), en los tres últimos meses del año 1995. *Polen* 11, 87–98.
- Pérez, C. F., Gardiol, J. M. y Paez, M. M., 2001b: Comparison of intradiurnal variations of

- airborne pollen in Mar del Plata (Argentina). Part I Non-arboreal pollen. *Aerobiologia* 17, 151–153.
- Pérez, C. F., Gardiol, J. M. y Paez, M. M., 2003. Comparison of diurnal variation of airborne pollen in Mar del Plata (Argentina). 2. Arboreal pollen. *Grana* 42, 1–7.
- Pérez, C. F., Gassmann, M. I. y Covi, M., 2009b: An evaluation of the airborne pollen–precipitation relationship with the superposed epoch method. *Aerobiologia* 25, 313–320.
- Pérez, C. F., Latorre, F., Stutz, S. y Pastorino, S., 2009c: A two-year report of pollen influx into Tauber traps in Mar Chiquita coastal lagoon, Buenos Aires, Argentina. *Aerobiologia* 25:167–181.
- Pérez, C. F. y Paez, M. M., 1998: Seasonal airborne pollen pattern in Mar del Plata city, Argentina. *Aerobiologia* 14, 383–389.
- Perring, A. E., Schwarz, J. P., Baumgardner, D., Hernandez, M. T., Spracklen, D. V., Heald, C. L., Gao, R. S., Kok, G., McMeeking, G. R., McQuaid, J. B. y Fahey, D. W., 2015: Airborne observations of regional variation in fluorescent aerosol across the United States. *Journal of Geophysical Research Atmosphere* 120, 1153–1170.
- Pöschl, U., 2005: Atmospheric aerosols: composition, transformation, climate and health effects. *Angewandte Chemie International Edition English* 44, 7520–7540.
- Posselt, R., Lohmann, U., 2008: Influence of Giant CCN on warm rain processes in the ECHAM5 GCM. *Atmospheric Chemistry and Physics* 8, 3769–3788.
- Ramón, G. D., Ramón, F. M., Murray, M. G., Sonaglioni, M. I., Villamil, C. B. y Apphatic, S. A., 2000: Polinosis por árboles en la ciudad de Bahía Blanca. *Archivos Argentinos de Alergia e Inmunología Clínica* 31 (Supl.1), S45.
- Ramón, G. D., Murray, M. G., Sonaglioni, M. I., Villamil, C. B. y Ramón, F. M., 2001: Relevamiento de pólenes aéreos en época de polinosis en la ciudad de Bahía Blanca. *Archivos de Alergia e Inmunología Clínica* 32 (Supl.2), S66.
- Reid, C. E. y Gamble, J. L., 2009: Aeroallergens, allergic disease, and climate change: impacts and adaptation. *EcoHealth* 6, 458–470.
- Riley, R. L., 1974: Airborne infection. *American Journal of Medicine* 57, 466–475.
- Romero, E., Majas, F. D. y Noetinger, M., 1992: Polen aéreo en la ciudad de Buenos Aires. *Archivos Argentinos de Alergia e Inmunología Clínica* 23, 4 - 14.
- Ronneberger, O., Schultz, E. y Burkhardt, H., 2002: Automated pollen recognition using 3D volume images from fluorescence microscopy. *Aerobiologia* 18, 107 - 115.
- Rousseau, D.-D., Schevin, P., Duzer, D., Cambon, G., Ferrier, J., Jolly, D. y Poulsen, U., 2006: New evidence of long distance pollen transport to southern Greenland in late spring. *Review of Palaeobotany and Palynology* 141, 277–286.
- Rylander, R., 2002: Endotoxin in the environment–exposure and effects. *Journal of Endotoxin Research* 8, 241–252.
- Saari, S., Reponen, T. y Keskinen, J., 2014: Performance of two fluorescence-based real-time bioaerosol detectors: BioScout vs. UVAPS. *Aerosol Science Technology* 48, 371–378.
- Šaulienė, I. y Veriankaitė, L., 2006: Application of backward air mass trajectory analysis in evaluating airborne pollen dispersion. *Journal of Environmental Engineering and Landscape Management* 3, 113 - 120.
- Schaal, K. P., 1991: Medical and microbiological problems arising from airborne infection in hospitals. *Journal of Hospital Infection* 18, 451–459.
- Schnell, R. C. y Vali, G., 1976: Biogenic ice nuclei: part I. Terrestrial and marine sources. *Journal of Atmospheric Science* 33, 1554–1564.
- Sesartic, A., Lohmann, U. y Storelvmo, T., 2012: Bacteria in the ECHAM5-HAM global climate model. *Atmospheric Chemistry and Physics* 12, 8645–8661.
- Spaan, S., Wouters, I. M., Oosting, I., Doekes, G. y Heederik, D., 2006: Exposure to inhalable dust and endotoxins in agricultural industries. *Journal of Environmental Monitoring* 8,

- 63–72.
- Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D. y Ngan, F., 2015: NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*. December 2015, 2059 - 2077.
- Steiner, A. L., Brooks, S. D., Deng, C., Thornton, D. C. O., Pendleton, M. W. y Bryant, V., 2015: Pollen as atmospheric cloud condensation nuclei. *Geophysics Research Letters* 42, 3596–3602.
- Tahir, M. W., Zaidi, N. A., Blank, R., Vinayaka, P. P., Vellekoop, M. J. y Lang, W., 2017: Fungus Detection Through Optical Sensor System Using Two Different Kinds of Feature Vectors for the Classification. *IEEE Sensors Journal* 17, 1-3.
- Tallapragada, P., Ross, S. D. y Schmale, D. G., 2011: Lagrangian coherent structures are associated with fluctuations in airborne microbial populations. *Chaos: An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science* 21, 1-16.
- Taylor, P. E., Flagan, R. C., Miguel, A. G., Valenta, R. y Glovsky, M. M., 2004: Birch pollen rupture and the release of aerosols of respirable allergens. *Clinical and Experimental Allergy* 34, 1591–1596.
- Taylor, P. E., Flagan, R. C., Valenta, R., Glovsky, M. M., 2002: Release of allergens as respirable aerosols: a link between grass pollen and asthma. *Journal of Allergy and Clinical Immunology* 109, 51–56.
- Thomas, C. y Foken, T., 2007: Flux contribution of coherent structures and its implications for the exchange of energy and matter in a tall spruce canopy. *Boundary-Layer Meteorology* 123, 317–337.
- Torres, G. R., Pérez, C. F., Lupo, L. C. y Martínez, O. G., 2014: Registro preliminar del depósito atmosférico anual de esporas de helechos de las yungas sobre un gradiente ambiental en la cuenca media del río Perico (Jujuy, Argentina). *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 49, 503-512.
- Twohy, C. H., McMeeking, G. R., DeMott, P. J., McCluskey, C. S., Hill, T. C. J., Burrows, S. M., Kulkarni, G. R., Tanarhte, M., Kafle, D. N. y Toohey, D. W., 2016: Abundance of fluorescent biological aerosol particles at temperatures conducive to the formation of mixed phase and cirrus clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics* 16, 8205–8225.
- Urbano, R., Palenik, B., Gaston, C. J., Prather, K. A., 2011: Detection and phylogenetic analysis of coastal bioaerosols using culture dependent and independent techniques, *Biogeosciences* 8, 301-309.
- Vaïtilingom, M., Deguillaume, L., Vinatier, V., Sancelme, M., Amato, P., Chaumerliac, N. y Delort, A.-M., 2013: Potential impact of microbial activity on the oxidant capacity and organic carbon budget in clouds. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110, 559–564.
- Vali, G., Christensen, M., Fresh, R. W., Galyan, E. L., Maki, L. R. y Schnell, R. C., 1976: Biogenic ice nuclei. Part II: bacterial sources. *Journal of Atmospheric Sciences* 33, 1565–1570.
- Vara, A., Fernández-González, M., Aira, M. J. y Rodríguez-Rajo, F. J., 2016: *Fraxinus* pollen and allergen concentrations in Ourense (South-western Europe). *Environmental Research* 147, 241–248.
- Vega, L., Bianchi, M. M. y Nordestrom, G., 1999: Airborne pollen and allergy in the Río Negro and Neuquén Upper valley, North Patagonia: a preliminary approach. *Allergy Supplement* 50: 7.
- von Blohn, N., Mitra, S. K., Diehl, K. y Borrmann, S., 2005: The ice nucleating ability of pollen: part III: new laboratory studies in immersion and contact freezing modes including more pollen types. *Atmospheric Research* 78, 182–189.
- Weil, J. C., Sullivan, P. P. y Moeng, C. H., 2004: The Use of Large-Eddy Simulations in Lagrangian Particle Dispersion Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 2877–2887.
- Wolf, J., O'Neill, N. R., Rogers, C. A., Muilenberg, M. L. y Ziska, L. H., 2010: Elevated atmospheric carbon dioxide concentrations amplify *Alternaria alternata*

- sporulation and total antigen production. *Environmental Health Perspectives* 118, 1223–1228.
- Womack, A. M., Bohannan, B. J. M. y Green, J. L., 2010: Biodiversity and biogeography of the atmosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 365, 3645–3653.
- Zhang, R., Duhl, T., Salam, M. T., House, J. M., Flagan, R. C., Avol, E. L., Gilliland, F. D., Guenther, A., Chung, S. H., Lamb, B. K. y Van Reken, T. M., 2014a: Development of a regional-scale pollen emission and transport modeling framework for investigating the impact of climate change on allergic airway disease. *Biogeosciences* 11, 1461–1478.
- Zhang, Y., Fountain, D. W., Hodgson, R. M., Flenley, J. R., Gunetileke, S., 2004: Towards automation of palynology 3: pollen pattern recognition using Gabor transforms and digital moments. *Journal of Quaternary Science* 19, 763–768.
- Zhang, Y., Bielory, L. y Georgopoulos, P. G., 2014b: Climate change effect on *Betula* (birch) and *Quercus* (oak) pollen seasons in the United States. *International Journal of Biometeorology* 58, 909–919.
- Ziamba, L. D., Beyersdorf, A. J., Chen, G., Corr, C. A., Crumeyrolle, S. N., Diskin, G., Hudgins, C., Martin, R., Mikoviny, T., Moore, R., Shook, M., Thornhill, K. L., Winstead, E. L., Wisthaler, A. y Anderson, B. E., 2016: Airborne observations of bioaerosol over the Southeast United States using a Wideband Integrated Bioaerosol Sensor (WIBS-4 A). *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 121, 8506–8524.

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.

ANÁLISIS COMPARATIVO DE MODELOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA CON APLICACIÓN AL ECOSISTEMA DE PÁRAMO ANDINO HÚMEDO EN EL SUR DE ECUADOR

Juan Pinos^{1,2}, Gustavo Chacón^{1,3} y Jan Feyen²

¹Departamento de Posgrados, Máster en Gestión Ambiental, Universidad del Azuay, Cuenca, Azuay, Ecuador

²Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales, Universidad de Cuenca, Cuenca, Azuay, Ecuador

³Escuela de Biología, Ecología y Gestión, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del Azuay, Cuenca, Azuay, Ecuador

(Manuscrito recibido el 3 de junio de 2018, en su versión final el 12 de septiembre de 2018)

RESUMEN

A pesar de su importancia, la evapotranspiración es poco estudiada en los ecosistemas de páramo. Este estudio evalúa el rendimiento de 30 modelos, incluidos 21 modelos empíricos (basados en radiación, temperatura, combinación y transferencia de masa), 8 modelos de redes neuronales artificiales (RNAs) y 1 modelo splines de regresión adaptativa multivariante (MARS) para la estimación de la evapotranspiración diaria de referencia (ET_o) en comparación con la ecuación estándar de Penman-Monteith (FAO 56 P-M). Un objetivo adicional fue definir para la región de estudio la mejor alternativa al método estándar. Se utilizaron datos disponibles y limitados de dos estaciones meteorológicas, respectivamente Toreadora (período 2013-2016) y Zhurucay (período 2014), ambas ubicadas en el ecosistema de páramo de la provincia de Azuay, en el sur de Ecuador. Se aplicaron métricas estadísticas simples (MBE, MAE y RMSE) para evaluar el rendimiento de los modelos. Se llevó a cabo un análisis de bosques aleatorios para definir la relevancia de las variables climáticas en el proceso de evapotranspiración. Los resultados de bosques aleatorios se usaron para ensamblar las RNAs usando diferentes combinaciones de variables climáticas. Este enfoque permitió definir la RNA con el menor número de entradas que mejor estiman ET_o. El modelo MARS permitió derivar una ecuación empírica, llamada REMPE, que usa radiación solar y humedad relativa mínima como variables de entrada. Del grupo de ecuaciones empíricas, las ecuaciones basadas en combinación tienen el mejor rendimiento seguido de las ecuaciones basadas en radiación, temperatura y transferencia de masa. Se aplicó un método de calibración para mejorar el rendimiento de los modelos probados. Los resultados mostraron que las RNAs mejoradas son las más precisas para estimar la ET_o diaria, mientras que la ecuación de REMPE, a pesar de haber sido desarrollada en condiciones locales, presenta un bajo rendimiento. La ET_o anual se calculó para todos los modelos y se comparó con el valor anual calculado con la ecuación FAO 56 P-M. En general, los resultados permiten seleccionar el mejor modelo en función de la disponibilidad de datos meteorológicos en entornos super-húmedos, como los ecosistemas de páramo.

Palabras clave: Evapotranspiración de referencia, ecuación Penman-Monteith,

Modelos empíricos, Redes Neuronales Artificiales (RNAs), Splines de Regresión Adaptativa Multivariante (MARS), Bosques aleatorios.

COMPARATIVE ANALYSIS OF REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION MODELS WITH APPLICATION TO THE WET ANDEAN PÁRAMO ECOSYSTEM IN SOUTHERN ECUADOR

ABSTRACT

Despite its importance, is evapotranspiration poorly studied in páramo ecosystems. This study assesses the performance of 30 models, including 21 empirical models (radiation-, temperature-, combination- and mass transfer-based), 8 artificial neural network models (ANNs), and 1 multivariate adaptive regression spline (MARS) model for the estimation of daily reference evapotranspiration (ET_o) in comparison to the standard Penman-Monteith equation (FAO 56 P-M). An additional objective was to define for the study region the best alternative to the standard method. Available and limited data of two weather stations, respectively Treadora (2013-2016 period) and Zhurucay (2014 period), both located in the páramo ecosystem of the Azuay province, in Southern Ecuador, were used. Simple statistical metrics (MBE, MAE and RMSE) were applied to evaluate the performance of the models. A random forests analysis was carried out to define the relevance of the weather variables in the evapotranspiration process. The random forest results were used for assembling the ANNs using different combinations of weather variables. This approach permitted to define the ANN with the smallest number of inputs that best estimate ET_o. The MARS model enabled to derive an empirical equation, called REMPE, which uses solar radiation and minimum relative humidity as variable inputs. From the group of empirical equations, the combination-based equations have the best performance followed by the radiation-, temperature- and mass transfer-based equations. A calibration method was applied to improve the performance of the tested models. Results showed that the improved ANNs are the most accurate for estimating daily ET_o, while the REMPE equation, despite been developed under local conditions, presents low performance. The annual ET_o was calculated for all the models and compared against the annual value computed with the FAO 56 P-M equation. Overall, results permit to select the best model as a function of the availability of weather data in super-humid environments such as páramo ecosystems.

Keywords: Reference evapotranspiration, Penman-Monteith equation, Empirical models, Artificial Neural Networks (ANNs), Multivariate Adaptive Regression Spline (MARS), Random forests.

1. INTRODUCTION

Evapotranspiration (ET) is the combination of land evaporation and plant transpiration, which are crucial processes in the hydrologic cycle (Borges and Mendiondo, 2007; Khoshravesh et al., 2017). An accurate prediction of ET is essential for the estimation of the water

budget and the management of water-related environmental systems (Kumar et al., 2002; Irmak et al., 2003; Chauhan and Shrivastava, 2009; Khoshravesh et al., 2017; Liu et al., 2017). The most obvious method for estimating the actual evapotranspiration (ET_c) is the use of lysimeters, along with other methods such as

the water balance, the eddy covariance or the imaging technique (Kumar et al., 2002; Valipour, 2015; Abdullah and Malek, 2016; Valipour, 2017); the costs of which are relative high. Because of this, field measurements of evapotranspiration are often spatially and temporally scarce, and ET_c is usually calculated multiplying the reference evapotranspiration (ET_o) with a crop specific coefficient (*k_c*) (Kumar et al., 2002; Yoder et al., 2005; Chauhan and Shrivastava, 2009; Khoshravesh et al., 2017). Indirect and affordable estimates based on climatological variables are also available (Paes de Camargo and Paes de Camargo, 2000; Kumar et al., 2002; Landeras et al., 2008).

The FAO 56 Penman-Monteith (FAO 56 P-M) equation has been adopted by the scientific community as standard method for the estimation of ET_o, suitable for most climate conditions (Allen et al., 2006; Gong et al., 2006; Efthimiou et al., 2013). The method requires the availability of different weather variables such as: air temperature, relative humidity, solar radiation and wind speed (Er-Raki et al., 2010). Unfortunately, weather stations that measure the full set of climatic variables needed to calculate ET_o are worldwide scarce in ecosystems, particularly in highland environments, such as the Andean páramo (Córdova et al., 2015). Some authors use empirical equations to estimate ET_o requiring few weather variables (e.g. Jabloun and Sahli, 2008; Er-Raki et al., 2010; Córdova et al., 2015). Those equations can be subdivided in mass transfer-, radiation-, temperature-, combination- and pan evaporation-based methods (Tabari et al., 2013; Valipour, 2015; Liu et al., 2017). In the last decades, the use of regression models (e.g. multiple linear, Bayesian regression, robust regression and multivariate adaptive regression splines (MARS)) and machine learning (e.g. artificial neural network (ANN), random forests (RF) and support vector machine (SVM)) approaches for ET_o estimation has considerably increased in academic literature (e.g. Kumar et al., 2002; Trajkovic et al., 2003; Cervantes-Osornio et al., 2011; Kisi, 2013; Kisi,

2016; Khoshravesh et al., 2017). Moreover, a substantial amount of literature has been published on the performance of different models, in different climates, and with the FAO 56 P-M as standard (e.g. Borges and Mendiondo, 2007; Landeras et al., 2008; Er-Raki et al., 2010; Efthimiou et al., 2013).

The research presented in this paper pursued the evaluation of the performance of several ET_o models (21 empirical models, 8 ANN models, and 1 MARS model) in comparison to the FAO 56 P-M equation, with application to the páramo ecosystem of the Andean Highlands of southern Ecuador. A comparative study such as this has not been undertaken in those ecosystems and will provide a guide to select the most appropriate ET_o equation for the super-humid conditions of páramos. Firstly, an overview of the equations of the empirical models used in the study is given, followed by the nonlinear, non-additive random forest variable selection for the identification of the most influential variables. Thirdly, we assembled ANN models with different combinations of variables following their importance after random forests analysis, and lastly, we developed for the local climate conditions an empirical equation for the estimation of the daily ET_o applying the MARS method.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1 Data collection and geographical area

The meteorological data of 2 fully automatic weather stations, both located in the high-elevation páramo of Ecuador (Fig 1), were used. The Toreadora weather station is located in the Quinuas River microcatchment on the Pacific side of the Andes mountain range, near Toreadora Lake, at 3955 m a.s.l. (79.22° W 2.78° S) for which four years of data was available (2013-2016). The Zhurucay weather station is situated in the Zhurucay river basin on the Atlantic side of the Andes mountain range, at 3780 m a.s.l. (79.24° W 3.06° S) for which one year of data was available (2014). The weather stations are equipped with the following

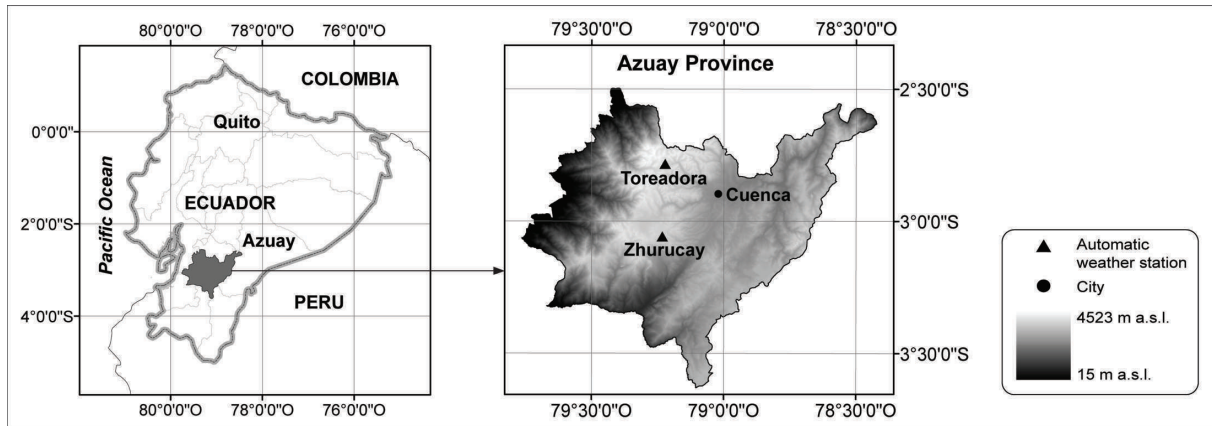


Figure 1: Location of the weather stations in the páramo ecosystem area of the Andean Highlands of southern Ecuador.

sensors positioned at 2 m above ground level: a temperature and relative humidity probe (CS2150, Campbell Scientific), an anemometer (MetOne 034B Windset, Campbell Scientific), a pyranometer (CS300, Campbell Scientific), and a barometer (VAISALA PTB110). At both sites the average value of the weather variables were recorded every 5 minutes. Both stations have excellent quality data, in accordance with the standards outlined in Allen (1996). Table 1 shows the annual average values for the meteorological variables measured in both stations, as well as the maximum and minimum values for temperature.

2.2 Reference evapotranspiration estimation methods

The equations of twenty-two empirical models for the estimation of ETo are presented in Table 2, including the FAO 56 P-M equation (standard method). Literature provides ample insight in the calculation procedure and the required parameters of the different analyzed empirical models. The equations presented in Table 2 were divided in four groups: temperature-, radiation-, combination- and mass transfer-based. The FAO 56 P-M equation was used as reference for comparison and local calibration of the ETo equations.

2.3 Calibration and validation of the empirical models

To calibrate the empirical models presented in Table 2 against the standard equation (FAO 56 P-M), the calibration method described in Fooladmand and Haghghat (2007), Tabari and Talaei (2011), and Mehdizadeh et al. (2017) was applied. The calibration radius (cr) was computed daily as:

$$cr = \frac{ET_oFAO56P-M}{ET_oModel} \quad (1)$$

Due to the limited weather data, the period 2013-2015 of Toreadora station was used for the calibration process, and it was decided not to calculate the monthly average value of the daily calibration radius but to calculate the average daily value for the period 2013-2015. This approach was applied for each of the 21 empirical ETo estimation methods using the weather data of the Toreadora station. The calibrated values for the Zhurucay station were calculated using for each estimation method the average daily calibration radius value defined for the Toreadora station for the following reasons: 1) the limited size of the weather database of the Zhurucay station, and 2) both stations are located in the same geographical area and type of ecosystem, at similar elevations. The average value of the calibration radius (cr value) for each of the empirical models are presented in Table 3. The 2016 weather data of the Toreadora station

Weather station	Temperature (°C)			Relative humidity (%)	Solar radiation (MJ m ⁻² day ⁻¹)	Wind speed (m s ⁻¹)	Precipitation (mm)
	Average	Maximum	Minimum				
Toreadora	5.44	17.2	-2.4	89.4	12.13	2.31	916
Zhurucay	5.98	15.88	-2.35	91.44	13.90	3.62	1345

Table I: Meteorological variables at the 2 weather stations.

and the 2014 data of the Zhurucay station were used for validation.

2.4 Variable importance measured with random forests

Random decision forests is a popular and efficient algorithm based on model aggregation ideas, for classification, regression and other tasks. The method was proposed by Breiman (2001), and allows measuring the importance of variables, like a sensitive analysis, by estimating the increase of the predicted error when “out-of-bag” (OOB) data for the considered variable are used while all other variables are left unchanged. Random forests for the determination of the importance of variables has been deeply studied by Sandri and Zuccolotto (2006), Strobl et al. (2007), Strobl et al. (2008), Genuer et al. (2010), Hapfelmeier and Ulm (2013), among others. The random forest decision method, using the randomForest R package (Liaw and Wiener, 2015), was applied to define the order of importance of the weather data input (solar radiation, temperature, relative humidity, wind, atmospheric pressure) of the FAO 56 P-M equation (see Table 4).

2.5 Artificial neural networks

ANNs are considered a computation tool that emulates the function of neural networks in biological systems (Landeras et al., 2008). ANNs extract the relationship of inputs and outputs of a process, without explicitly knowing the physical nature of the problem in such a way that the result is transmitted in the network until a signal output is given. The procedure

of ANN-based models is, in general, divided in training, validation and testing performance (Abdullah and Malek, 2016). The architecture of an ANN has an input layer (where data are introduced to an ANN), the hidden layer(s) (where data is processed), and the output layer (where results of given inputs are provided). ANN has been widely applied for estimating ETo as a function of weather variables (Kumar et al., 2002; Trajkovic et al., 2003; González-Camacho et al., 2008; Chauhan and Shrivastava, 2009).

The ANN models were applied using the software NeuralTools v7.5 (Palisade Corporation). The ANN type was the Multi-Layer Feedforward Network (MLFN) or Multi-Layer Perceptron Network (MLPN). A sigmoidal function was used as activation in the hidden neuron layers. Specifically, NeuralTools uses a hyperbolic tangent function. Training consists in finding a set of connection weights and bias terms that direct the network to the right answer. During the training process, the Conjugate Gradient Descent method, together with the Simulated Annealing method, were used according to Bishop (1995) and Masters (1995). To avoid over-learning of ANN models, the available training data (Toreadora weather station, period 2013-2015) were divided in two subsets: 80% of patterns for training and 20% for cross validation. The 2016 weather data of the Toreadora station and the 2014 data of the Zhurucay station were used for independent validation of the models. According to Koleyni (2010), the performance of a neural network is very often related to its architecture. This performance is usually

Model	Reference	Formula
Temperature-based		
Schdel (SCH)	Schdel (1967)	$ET_o = 16 \cdot \frac{T}{RH}$
Hargreaves-Samani (H-S)	Hargreaves and Samani (1985)	$ET_o = 0.0023 \cdot (T_{max} - T_{min})^{0.5} \cdot (T + 17.8) \cdot R_a$
Baier-Robertson (B-R)	Baier and Robertson (1965)	$ET_o = 0.157 \cdot T_{max} + 0.158(T_{max} - T_{min}) + 0.109 \cdot R_a - 5.39$
McCloud (MC)	McCloud (1955)	$ET_o = 0.254 \cdot 1.07^{1.8T}$
Radiation-based		
Jones-Ritchie (J-R)	Jones and Ritchie (1990)	$ET_o = \alpha \cdot (0.00387 \cdot R_s(0.6 \cdot T_{max} + 0.4 \cdot T_{min} + 29)$ $5^\circ\text{C} < T_{max} < 35^\circ\text{C} \quad \alpha = 1.1$ $T_{max} > 35^\circ\text{C} \quad \alpha = 1.1 + 0.05 \cdot (T_{max} - 35)$ $T_{max} < 5^\circ\text{C} \quad \alpha = 0.1 \cdot \exp[0.18 \cdot (T_{max} + 35)]$
Irmak (IR)	Irmak et al. (2003)	$ET_o = -0.611 + 0.149 \cdot R_s + 0.079 \cdot T$
Makkink (MK)	Makkink (1957)	$ET_o = 0.61 \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_s}{\lambda} - 0.12$
Turc (TR)	Turc (1961)	$ET_o = a_T \cdot 0.013 \cdot \frac{T}{T + 15} \cdot \frac{23.8856 \cdot R_s + 50}{\lambda}$ $RH \geq 50\% \quad a_T = 1$ $RH < 50\% \quad a_T = 1 + (50 - RH)/70$
Jensen-Haise (J-H)	Jensen and Haise (1963)	$ET_o = 0.0102 \cdot (T + 3) \cdot R_s$
Priestley-Taylor (P-T)	Priestley and Taylor (1972)	$ET_o = 1.26 \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{\lambda}$
Tabari (TB)	Tabari et al. (2013)	$ET_o = -0.642 + 0.174 \cdot R_s + 0.0353 \cdot T$
Copais (CP)	Alexandris et al. (2006)	$ET_o = 0.057 + 0.227 \cdot C_2 + 0.643 \cdot C_1 + 0.0124 \cdot C_1 \cdot C_2$ $C_1 = 0.6416 - 0.00784 \cdot RH + 0.372 \cdot R_s - 0.00264 \cdot RH \cdot R_s$ $C_2 = -0.0033 + 0.00812 \cdot T + 0.101 \cdot R_s + 0.00584 \cdot T \cdot R_s$
Combination-based		
Valiantzas (VT1)	Valiantzas (2013)	$ET_o = 0.051 \cdot (1 - \alpha) \cdot R_s \cdot \sqrt{T + 9.5} - 0.188 \cdot (T + 13)$ $\cdot \left(\frac{R_s}{R_a} - 0.194 \right)$ $\cdot \left[1 - 0.00015 \cdot (T + 45)^2 \cdot \sqrt{RH/100} \right] - 0.0165$ $\cdot R_s \cdot u^{0.7} + 0.0585 \cdot (T + 17) \cdot u^{0.75}$ $\cdot \frac{[(1 + 0.00043 \cdot (T_{max} - T_{min})^2)^2 - HR/100]}{[1 + 0.00043 \cdot (T_{max} - T_{min})^2]}$ $+ 0.0001z$

Table II: Selected models and reference equation to estimate the potential daily evapotranspiration with their reference, formula, and parameterization.

		$ET_o = 0.00668 \cdot R_a \cdot \sqrt{(T + 9.5) \cdot (T_{max} - T_{dew})} - 0.0696$ $\cdot (T_{max} - T_{dew}) - 0.024 \cdot (T + 20) \cdot \left(1 - \frac{RH}{100}\right)$ $- 0.0455 \cdot R_a \cdot (T_{max} - T_{dew})^{0.5} + 0.0984$ $\cdot (T + 17)$ $\cdot [1.03 + 0.00055 \cdot (T_{max} - T_{min})^2 - (RH/100)]$
Valiantzas (VT2)	Valiantzas (2013)	
Rijtema (RI)	Rijtema (1966)	$ET_o = \frac{\left(\frac{\Delta \cdot R_n}{\lambda}\right) + \gamma \cdot r \cdot u^{0.75} \cdot (e_s - e_a)}{(\Delta + \gamma)}$
<hr/>		
Mass transfer-based		
<hr/>		
Mahringer (MA)	Mahringer (1970)	$ET_o = 2.86 \cdot u^{0.5} \cdot (e_s - e_a)$
Trabert (TR)	Trabert (1896)	$ET_o = 3.075 \cdot u^{0.5} \cdot (e_s - e_a)$
WMO	WMO (1966)	$ET_o = (1.298 + 0.934 \cdot u) \cdot (e_s - e_a)$
Brockamp-Wenner (B-W)	Brockamp and Wenner (1963)	$ET_o = 5.43 \cdot u^{0.456} \cdot (e_s - e_a)$
Rohwer (RO)	Rohwer (1931)	$ET_o = (3.3 + 0.891 \cdot u) \cdot (e_s - e_a)$
Penman (PE)	Penman (1948)	$ET_o = (2.625 + 0.713 \cdot u) \cdot (e_s - e_a)$
<hr/>		
FAO standard equation		
<hr/>		
Penman-Monteith (FAO 56 P-M)	Allen et al. (2006)	$ET_o = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot [900/(T + 273)] \cdot u \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0.34 \cdot u)}$
<hr/>		

Table II: Selected models and reference equation to estimate the potential daily evapotranspiration with their reference, formula, and parameterization.

ET_o is the reference crop evapotranspiration (mm day^{-1}), R_n the net radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), G the soil heat flux ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), γ the psychrometric constant ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), δ the latent heat of vaporization (MJ kg^{-1}), e_s the saturation vapour pressure (kPa), e_a the actual vapour pressure (kPa), Δ the slope of the saturation vapour pressure-temperature curve ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), T the average daily air temperature ($^\circ\text{C}$), u the mean daily wind speed at 2 m (m s^{-1}), r the roughness coefficient, z the site elevation (m), T_{min} the minimum air temperature ($^\circ\text{C}$), T_{max} the maximum air temperature ($^\circ\text{C}$), T_{dew} the dew point temperature ($^\circ\text{C}$), RH the average relative humidity (%), R_a the extraterrestrial radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), R_s the solar radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), and α is equal to 0.23. For the calculation of T and T_{dew} , the reader is referred to Allen et al. (2006), and for the definition of the roughness coefficient value (r) for páramo ecosystem to Poulenard et al. (2001).

Model	Type	cr
SCH	Temperature-based	1.62
H-S		0.80
B-R		0.46
MC		1.01
J-R	Radiation-based	1.08
IR		1.23
MK		1.22
TR		3.69
J-H		1.73
P-T		0.79
TB		1.32
CP	1.42	
VT1	Combination-based	0.95
VT2		0.93
RI		0.94
MA	Mass transfer-based	2.60
TR		2.42
WMO		3.23
B-W		1.42
RO		2.05
PE		2.57

Table III: Average calibration radius of each of the 21 ETO estimation methods using the Toreadora station weather data period 2013-2015.

determined through test-error experiments due to lack of theory (Laaboudi et al., 2012). To avoid this time-consuming task, NeuralTools software allows to choose the option “Best Net search” to obtain the best neural network configuration and architecture across test-error performance. The advantage of the neural method relies in the possibility of improving the performance criteria by modifying the network architecture (Laaboudi et al., 2012).

The combination of inputs (daily values of weather parameters) for each ANN was defined after the variable selection with random forests. The three most important parameters were solar radiation, minimum relative humidity and maximum air temperature (see Table 4). Combination of input variables were chosen to

Variable	Score
R_s	100
HR_{min}	46.84
T_{max}	19.94
HR_{max}	2.40
u	1.85
T_{min}	1.06
P	1.02

Table IV: Importance of the input variables of the FAO 56 P-M equation according to random forests method.

T_{max} (maximum air temperature in °C), T_{min} (minimum air temperature in °C), R_s (solar radiation in $W\ m^{-2}$), HR_{min} (minimum relative humidity in %), HR_{max} (maximum relative humidity in %), u (wind speed at 2 m height in $m\ s^{-1}$), P (atmosphere pressure in mbar).

derive ANN models with the least number of weather variables. A summary of tested inputs is listed in Table 5.

2.6 Multivariate adaptive regression splines (MARS)

MARS is a non-parametric model of nonlinear regression that allows explaining the dependence of the response variable on one or more explanatory variables (Friedman, 1991). Non-parametric modeling does not approximate one single function, but adjusts it to several other functions for simple metrics, usually low-order polynomials, defined on a sub-region of the domain (parametric adjustment per section), or sets a simple function for each value of the variable (global setting) (Sánchez-Molina and Poveda-Jaramillo, 2006). MARS is preferred because it allows to approximate complex nonlinear relationships from the data, without postulating a hypothesis about the type of nonlinearity present. The construction of the algorithm model incorporates mechanisms that allows the selection of relevant explanatory variables. The resulting model is easier to interpret as opposed to black box models

Variable inputs	ANN1	ANN2	ANN3	ANN4	ANN5	ANN6	ANN7	ANN8
R_s	•	•	•	•	•	•	•	
HR_{min}	•	•	•	•	•	•		•
T_{max}	•	•	•	•	•		•	•
HR_{max}	•	•	•	•				
u	•	•	•					
T_{min}	•	•						
P	•							

Units are the same as in Table 4.

Table V: Summary of the set of inputs for each of the used ANN's.

such as artificial neural networks. Finally, the estimation of its parameters is computationally efficient and rapid (Velásquez-Henao et al., 2014). Friedman (1991) fully presented the MARS algorithm related to non-metric modeling and adaptive computing. The MARS method has been widely applied for the forecasting of nonlinear time series (e.g. Sánchez-Molina and Poveda-Jaramillo, 2006; Velásquez-Henao et al., 2014), and for its implementation we used the earth R package (Milborrow, 2017).

MARS was applied using the weather inputs for the FAO 56 P-M equation. Local páramo conditions were analyzed by a non-parametric regression, resulting to a model that in this research is considered as the Reference Evapotranspiration Model for Páramo Ecosystems (REMPE equation). Data from the Toreadora weather station, 2013-2015 period, were used for the regression analysis, and data of the periods 2016 (Toreadora) and 2014 (Zhurucay) were used for independent validation of the equation.

The REMPE equation is shown below (R_s is in $W m^{-2}$, and HR_{min} in %):

$$\begin{aligned}
 BF1 &= \max(0, R_s - 151,949); \\
 BF2 &= \max(0, 151,949 - R_s); \\
 BF3 &= \max(0, RH_{min} - 82,5); \\
 BF4 &= \max(0, 82,5 - RH_{min}); \\
 BF5 &= \max(0, R_s - 234,782); \\
 BF6 &= \max(0, R_s - 114,839); \\
 REMPE \ ETO &= 1.77954 + 0.0064776 * BF1 -
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &0.00793659 * BF2 - 0.0256779 * BF3 + 0.0188508 \\
 &* BF4 - 0.00135548 * BF5 + 0.001299 * BF6
 \end{aligned}$$

2.7 Model comparison analysis

To define similarities and differences among models, the following statistical metrics were applied: the mean bias error (MBE), the mean absolute error (MAE) and the root mean square error (RMSE):

$$\begin{aligned}
 MBE &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \\
 MAE &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \\
 RMSE &= \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}
 \end{aligned}$$

where O_i represents observed values, P_i simulated values, and n is the number of considered data.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1 Analysis of influential weather variables and model performance

According to the random forest analysis solar radiation (see Table 4) is the dominant variable influencing ETo. The importance level of solar radiation was also found by Córdova et al. (2015) and referred as key factor in the ETo FAO 56 P-M equation for páramo ecosystems. The second dominant variable is the minimum relative

humidity which is clearly visible analyzing the 2015 (example year) pattern of the maximum and minimum daily relative humidity for the Toredora station as shown in Fig 2. For the analyzed 4 year period fluctuates the maximum value of the relative humidity around 100 %, and the minimum value fluctuates between 20 and 95 %; this pattern is a key factor controlling the evapotranspiration dynamics. As stated by Gong et al. (2006) evapotranspiration increases when humidity decrease, and evapotranspiration decrease when humidity increase. As revealed by the random forest analysis minimum relative humidity seems to have a strong influence on ETo because of its high intra-daily variation.

Results from the random forest analysis also highlighted that the least dominant variables for ETo estimation are wind and atmospheric pressure. This is corroborated by Córdova et al. (2015) who determined that wind is the least important variable for ETo estimation in páramo environment. Similar results were found by Contreras (2015) who, based on a sensitive analysis, stated that in páramo ETo is more susceptible to changes in relative humidity, followed by solar radiation, temperature and to a lesser degree by wind speed. To define the minimum number of input variables needed to estimate ETo, eight ANN models were assembled (see Table 5), while the MARS method resulted into the derivation of the REMPE equation, which incorporated solar radiation and minimum relative humidity as the dominant input variables. As such, results showed that the variable discrimination procedure performed by MARS is in conformity with the variable order of importance classified by the random forest analysis.

3.2 Comparison of ETo estimation methods

The performance of the ETo empirical equations, ANN models, and the MARS equation for both weather stations is given in Fig 3 and Fig 4. Simple statistical metrics (MBE, MAE and RMSE) were used to assess the performance of

the models versus the FAO 56 P-M model.

3.3 Empirical models

The statistical analysis revealed that of the 21 empirical equations the combination-based group of equations yield the best fitting with the standard FAO 56 P-M equation. The following best group of empirical estimation methods are the radiation-based group, followed by the temperature-based and mass transfer-based group. The same tendency, although for a different environment, was found by Liu et al. (2017). This is explained by the fact that the combination-based equations incorporate all, or most, of the weather variables. The VT1 model perform better in terms of precision than VT2 and RI models, and this for both weather stations. In fact, the VT1 and VT2 equations are derived from the FAO 56 P-M equation (Valiantzas, 2013), and whereas the VT1 equation requires the whole data set of weather data, the VT2 equation does not include the wind speed parameter. Notwithstanding, the VT2 equation yield great performance, the equation indicates that for the study region wind speed is not a very important variable. On the other hand, the RI equation needs a precise roughness value to obtain high performance, for which the roughness values provided by Poulénard et al. (2001) for three páramo sites were used.

The radiation-based equations also showed high performance. J-R is within this group the best model for data from the Toredora weather station followed by IR, TB and MK; whereas for data from the Zhurucay weather station IR was the best model, followed by MK, J-R and TB. This might be explained by the stronger influence of the solar radiation variable on the ETo estimation, as confirmed by the random forest analysis. Xu and Singh (2002) and Lu et al. (2005) also suggested that radiation-based approaches perform better than temperature-based methods, all of which corroborate the findings in this study. J-H, P-T and CP models showed moderate performance,

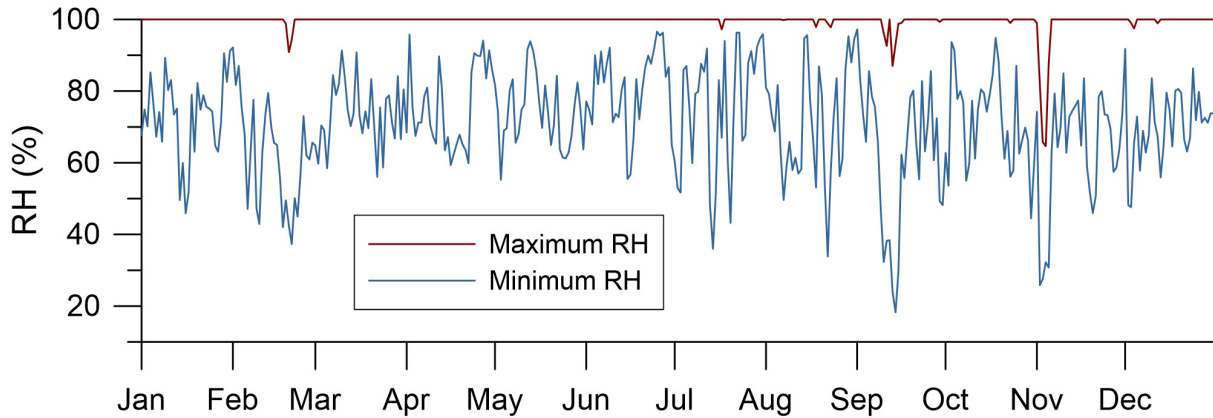


Figure 2: Daily variation of the maximum and minimum relative humidity in 2015 for the Toreadora weather station.

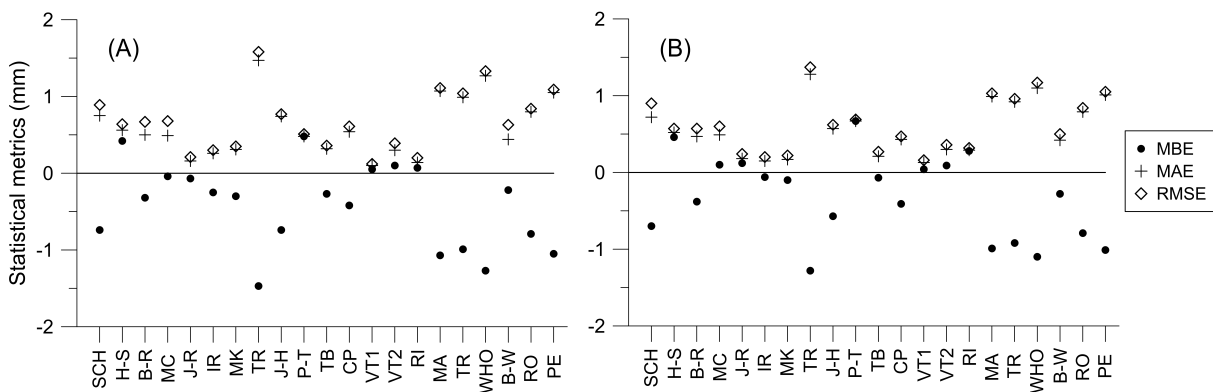


Figure 3: Graphical representation of the statistical performance of the 21 ETo estimation methods versus the FAO 56 P-M model using the A) Toreadora weather station data of 2016; and B) Zhurucay weather station data of 2014.

whereas the TR model depicted the poorest performance for both weather stations. In the case of the TR model, results in this study are in agreement with those from Trajkovic and Kolakovic (2009), who stated that the Turc equation is suited for ETo estimations in humid areas.

The results from the temperature-based group of equations were very similar to those from the radiation-based group. According to the random forest analysis possess the maximum and minimum temperature variables an acceptable power to explain ETo estimates. For both weather stations MC was the best model; B-R and H-S were intermediate and SCH was the least. According to Almorox et al. (2015)

temperature-based models in tropical climates showed important variations upon fluctuations of specific local weather, since temperature alone may not be enough to allow a correct estimation of ETo. In this study, most of the temperature-based models do not account for solar radiation, vapor pressure deficit, or sunlight duration.

The mass transfer-based group of equations presented the poorest performance. This might be explained by the fact that the hygrometric deficit ($e_s - e_a$) in páramos is small, and so it may not have a significant effect on the ETo estimation. Also, the incorporation of wind speed seems to have a negative effect on this method's performance, as it was showed by the

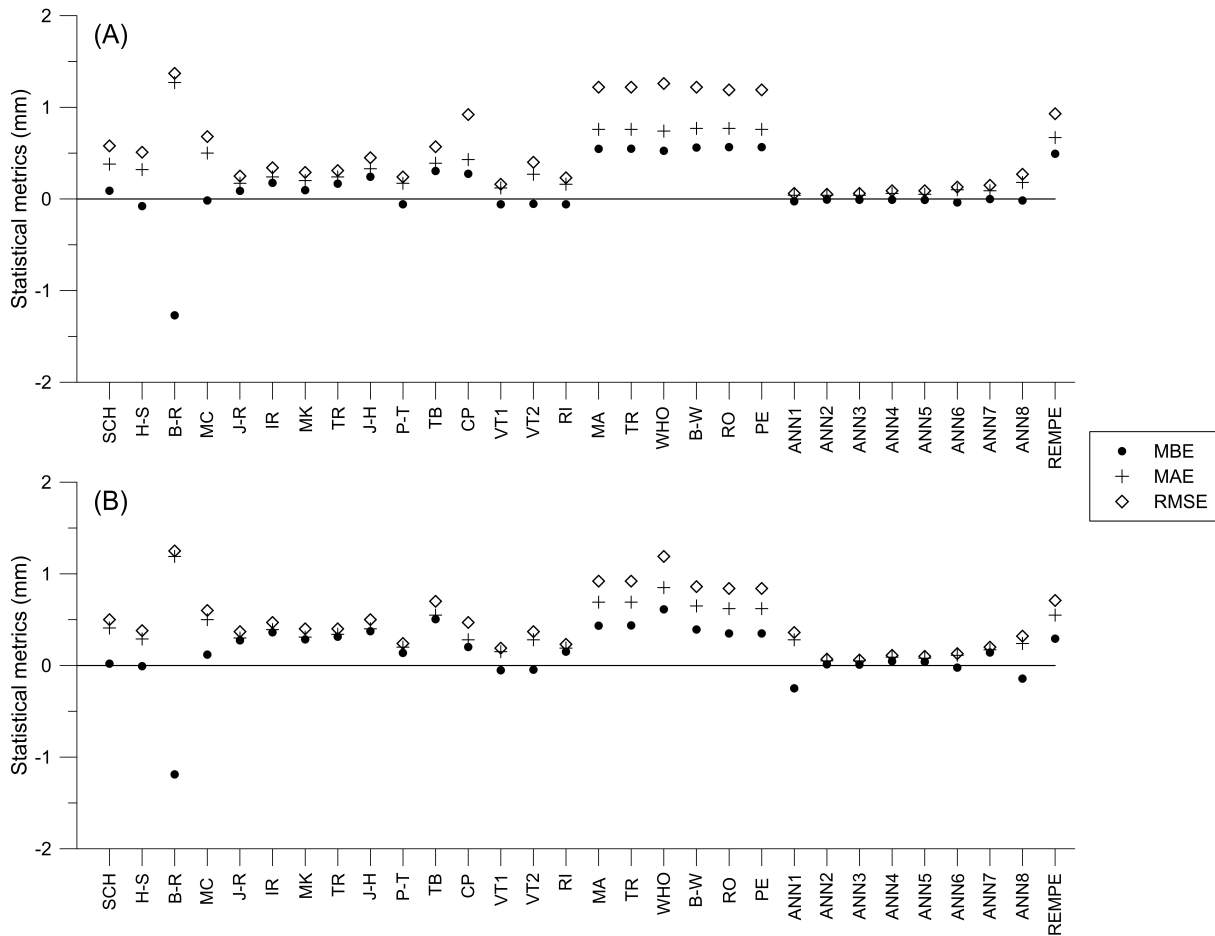


Figure 4: Graphical representation of the statistical performance of the 30 calibrated ETO estimation methods versus the FAO 56 P-M model using the A) Toredora weather station data of 2016; and B) Zhurucay weather station data of 2014.

random forest analysis. As mentioned in the study of Singh and Xu (1997) and Gong et al. (2006) wind speed is not a significant factor in ETO estimation models in humid conditions. Valipour (2017) stated that the precision of mass transfer-based models is sensitive to the parameter variation in each model. The B-W equation in the mass-transfer group appears to be an acceptable estimation model for both stations. No other model in this group showed appropriate estimates. Similar results were found in Tabari et al. (2013). These authors showed that the mass transfer-based equations had the worst performances, while the radiation-based and temperature-based models were the best-suited equations for ETO estimations.

3.4 Calibration of empirical models

Models with an average cr value close to 1 (MC, J-R, VT1, VT2 and RI) denote that the estimated values of those models are almost equal to those obtained with the standard FAO 56 P-M equation (see Table 3). The variation in cr value of the 21 empirical equations, using the weather data of the Toredora station, are shown in Fig 5A. This Box-Whisker plot depicts for the period 2013-2015 the variation of the cr value for each of the 21 empirical equations prior to calibration, respectively the median (center line), the interquartile range (25 to 75 %) (box) and the lower and upper quartile range (0-25 % and 75-100 %) multiple to a factor 1.5 (whiskers). The H-S, J-R, IR, MK, P-T, VT1, VT2 and RI show the smallest variation in cr value, followed

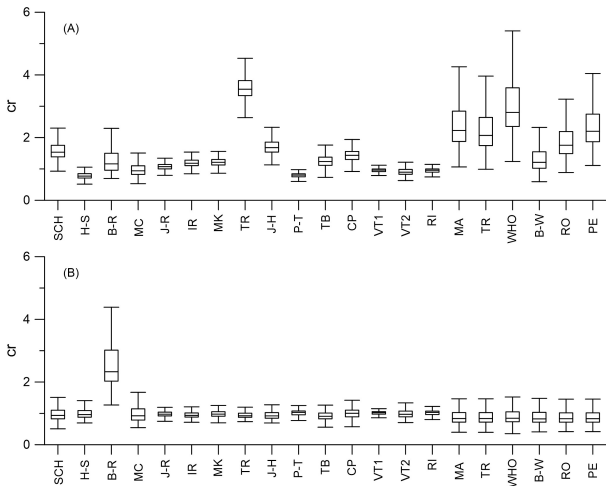


Figure 5: (A) Box-Whisker plot of the variation of the cr values for the 21 empirical models, and (B) the Box-Whisker plot of the variation of cr values for the models after calibration.

by the SCH, B-R, J-H, TB and CP equations. The TR and the equations in the mass-transfer group show the largest variation in cr value. Fig 5B shows the variation in cr value after model calibration for the 2016 validation period of Toreadora station.

Several ETo equations improved their performance after calibration, more precisely the SCH, IR, CP, MK, J-H, TB and P-T models for the Toreadora weather station and the SCH, H-S, J-H, P-T and CP models for the Zhurucay weather station. For both weather stations, the TR model increased its performance considerably, whilst the B-R model decreased significantly its performance. No significant improvement was observed for the remaining models.

The results obtained after calibration for the temperature-based group of equations are in line with the recommendation by Bautista et al. (2009) and Contreras (2015) not to use in tropical sub-humid climate temperature-based models without preliminary local calibration. Model calibration is also recommended for the radiation-based group; e.g. Sentelhas et al.

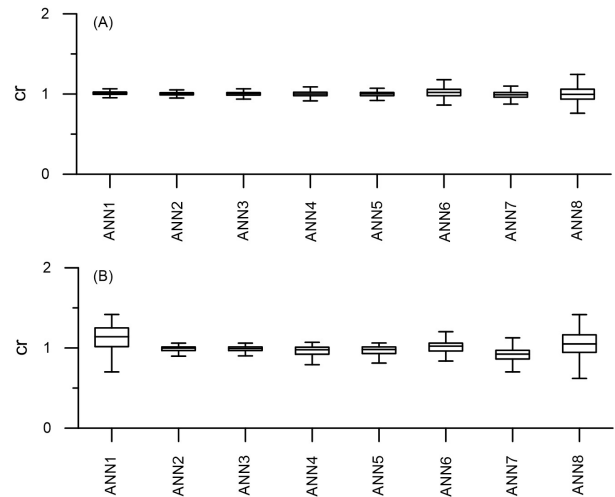


Figure 6: Box-Whisker plot of the variation of the cr values for the 8 artificial neural network models. (A) Toreadora station (2016), and (B) Zhurucay station (2014).

(2010) concludes that the application of the P-T model is only recommended after local calibration. All mass transfer-based models, with exception of the B-W equation, improve their performance after calibration, but these equations remain poor estimating methods. On the contrary, some models (e.g. B-R, TB, IR, B-W) according to MAE and RMSE values present better performance in the original form than after calibration (see Figs 3 and 4). Such unpredictability could be explained by the high variability in the distribution of cr values. Despite this, several of the models with low variability in cr value improved after calibration their performances yielding more accurate results. Based on the analysis it is not recommended for the given study region to use, even after calibration, the mass transfer-based models to estimate ETo.

3.5 Artificial neural network models

ANN models showed high performance in estimating daily ETo for both weather stations surpassing to a large extent most of the empirical models. Based on the cr values it can be observed that ANN2 present higher accuracy for the Toreadora station (2016) (Fig 6A), and ANN3 for the Zhurucay station (2014) (Fig 6B).

As was expected, the ANN models showed less error using the weather data of the Toreadora station than of the Zhurucay station. This is explained by the fact that the calibration was done with data belonging to the Toreadora station. Despite, the ANN models were calibrated with Toreadora station data (2013-2015), the models adjusted very well to the validation period of the Zhurucay station (2014). Nevertheless, better results could have been obtained if there were complete climate databases for the Zhurucay station.

The ANN1 model for the Zhurucay weather station is the least accurate in estimating the daily ETo, due to the atmospheric pressure variable that probably introduced noise in the ANN model negatively affecting its performance. The ANN8 model did not incorporate the solar radiation variable (the most important variable for ETo estimation according to random forests analysis), and consequently its performance was lower compared to the other ANN models (Figs 6A and 6B). Despite of that, this model revealed to be much better than most of the empirical models used for ETo estimation. It's highlighted, that ANN6 to ANN8 models were assembled in different combinations of two or three main climate parameters, to anticipate the risk a sensor failed. The configuration and performance of each ANN model during calibration are shown in Table 6.

Our results suggest that the ANNs are a powerful and accurate tool for modeling ETo in super-humid conditions. This is corroborated by several ETo estimation studies that highlighted the high accuracy of ANNs in relation to other methods (e.g. Kumar et al., 2002; Abdullah and Malek, 2016).

3.6 MARS model

The REMPE equation showed an unexpected poor performance for both weather stations, respectively RMSE = 0.93 and 0.71, MBE = 0.49 and 0.29 in Toreadora and Zhurucay stations. Notwithstanding the fact that the equation

was calibrated with data from the Toreadora weather station, REMPE surprisingly performed better with data from the Zhurucay weather station. For both stations, the results of the REMPE model surpassed those from the mass transfer-based group with exception of the B-W model, which presented better performance in its original form. Nevertheless, the REMPE model scored better in comparison to the original form of the SCH, J-H and TR equations for the Toreadora station and the SCH, H-S, B-R, TR, J-H, P-T and CP equations for the Zhurucay station. However, after model calibration of the empiric equations performed the REMPE method only better than the B-R equation using the Toreadora data, and better than the IR, B-R, TR, J-H and TB equations using the data of the Zhurucay station. Comparison of daily estimates of the standard FAO 56 P-M equation and the REMPE model for the validation period of both weather stations are shown in Fig 7.

The REMPE model produced a higher error with respect to the best results between the original and calibrated empirical models. The mass transfer-based models were the only exception. These findings were unanticipated and probably the result of the enormous number of factors involved in climate, even in specific locations. This sensitivity makes it rather difficult to show that a simple equation, especially a nonlinear, can produce accurate predictions (Traore et al., 2010). The short time series of data used for the calibration of the empirical models, might also negative affect the performance. Further, the results obtained in this study are contradictory to the Aghajanloo et al. (2013) findings, in which their results showed that multiple nonlinear regression (MNL) models can be an acceptable approach to predict daily ETo in semi-arid ecosystems. Aghajanloo et al. (2013) showed that increasing the number of input variables in the MNL models leads to an improvement of the accuracy of ETo estimates. The difference in climate and seasonal patterns between super-humid and semi-arid ecosystems could be crucial factors partially explaining this contradiction.

Model	Structure	RMSE	RMSE	Inputs
		Training (mm day ⁻¹)	Testing (mm day ⁻¹)	
ANN1	7-5-1	0.048	0.046	R _s , HR _{min,max} , T _{min,max} , u, P
ANN2	6-3-1	0.051	0.056	R _s , HR _{min,max} , T _{min,max} , u
ANN3	5-5-1	0.054	0.049	R _s , HR _{min,max} , T _{max} , u
ANN4	4-5-1	0.062	0.064	R _s , HR _{min,max} , T _{max}
ANN5	3-4-1	0.065	0.083	R _s , HR _{min} , T _{max}
ANN6	2-3-1	0.104	0.104	R _s , HR _{min}
ANN7	2-4-1	0.094	0.146	R _s , T _{max}
ANN8	2-3-1	0.221	0.202	HR _{min} , T _{max}

Table VI: Summary of the training and cross validation processes of the evaluated ANNs using the Toreadora weather data of the 2013-2015 calibration period. Structure: number of inputs-number of neurons/nodes in the hidden layer-number of outputs.

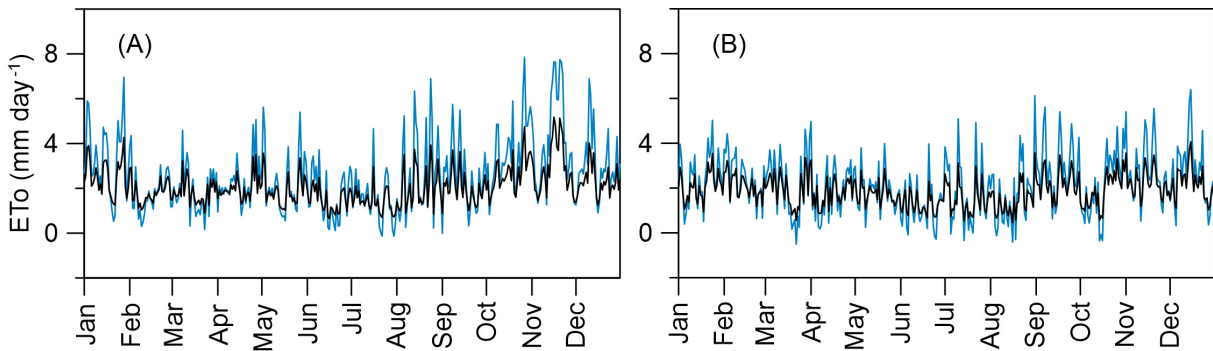


Figure 7: Daily REMPE ETo estimates versus estimates of the standard model (FAO 56 P-M) for: (A) Toreadora station (2016), and (B) Zhurucay station (2014). Light blue and black line depict REMPE and FAO 56 P-M model respectively.

3.7 Annual reference evapotranspiration

Annual values of ETo were obtained by making the sum of daily ETo values. Fig 8 shows for each of the 21 non-calibrated empirical equations the annual ETo value, respectively for the stations Toreadora (Fig 8A) and Zhurucay (Fig 8B), and the years 2016 and 2014. The full horizontal line in the vertical bar graphs depict the annual value of ETo calculated with the FAO 56 P-M standard method. As depicted in Fig 8 yielded the MC and J-R models (Fig 8A) and the VT1, VT2, MK, J-R, IR and TB models (Fig 8B) an annual value for ETo very close to the standard in their original or non-calibrated form. The other

models respectively under- or overestimated the standard annual ETo value. This result shows that estimating the annual ETo without carrying out this previous analysis can have consequences in terms of water management, which can introduce water supply problems for agriculture and human consumption.

Application of the calibration procedure improved for some of the empirical models the estimate of ETo. Consequently, annual estimations of ETo improved as well. This is clearly visible in Figs 9A and 9B. Fig 9A depicts the annual ETo value generated with the calibrated 21 empirical models, the ANNs

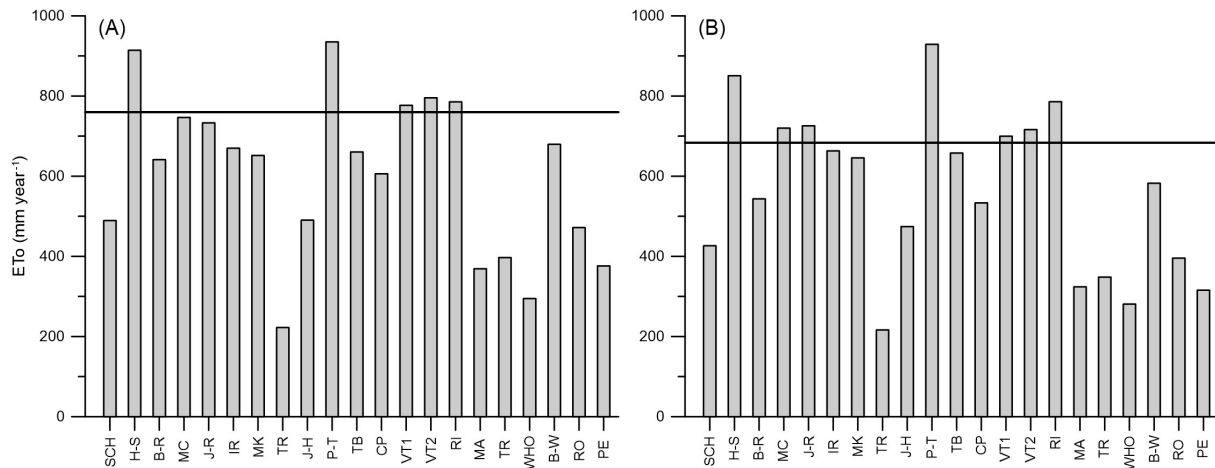


Figure 8: Annual estimate of the ETo value for the 21 original empirical models, using respectively the 2016 data of the Toreadora weather station (A) and the 2014 weather data of the Zhurucay weather station (B). The horizontal line presents the annual ETo value using the FAO 56 P-M standard method.

and the REMPE model using the 2016 data of the Toreadora station, while Fig 9B presents the same information using the 2014 weather data collected in the Zhurucay station. The radiation-based models are the equations that improved most, specially when using the Toreadora data (Fig 9A). The annual value of ETo fit well with the reference annual value of ETo for all ANN models using respectively the 2016 and 2014 data from the Toreadora and Zhurucay station, with the exemption of the ANN1 and ANN8 models when using the data from the Zhurucay weather station (Fig 9B). The mass transfer-based models overestimated annual ETo values for data from both stations (Figs 9A and 9B). As opposed to the pattern described in previous paragraph, after calibration most of the models overestimated the reference annual ETo value, and only a few underestimated the annual ETo value derived with the FAO 56 P-M equation.

4. CONCLUSIONS

The need to correctly estimate the reference evapotranspiration is not new and resulted in many climate regions to the testing of existing and the development of new methods. In line herewith, a comparative analysis was

conducted of the performance of existing empirical equations, ANN models, and a newly developed MARS-based model for the estimation of ETo of wet páramo ecosystems in Southern Ecuador. The performance of the daily ETo estimates was defined versus the standard FAO 56 P-M model. The main reason of the search for prediction models that require a small number of weather parameters as input is the lack of complete data sets in the high Andean páramo region. Altogether, the combination-based models performed well, followed by the radiation-based and temperature-based models. The mass transfer-based models had poor performances, with exception of the B-W model; however, results indicate that these models should not be recommended for ETo estimations in páramo regions because of the super-humid environmental conditions. The calibration method significantly improved the performances of several of the tested models. The latter should be further explored in view of the development of more advanced calibration methods.

The ANN models showed to accurately estimate ETo although specific patterns, difficult to explain, are observed most probably due to complex nonlinear phenomena. The fact

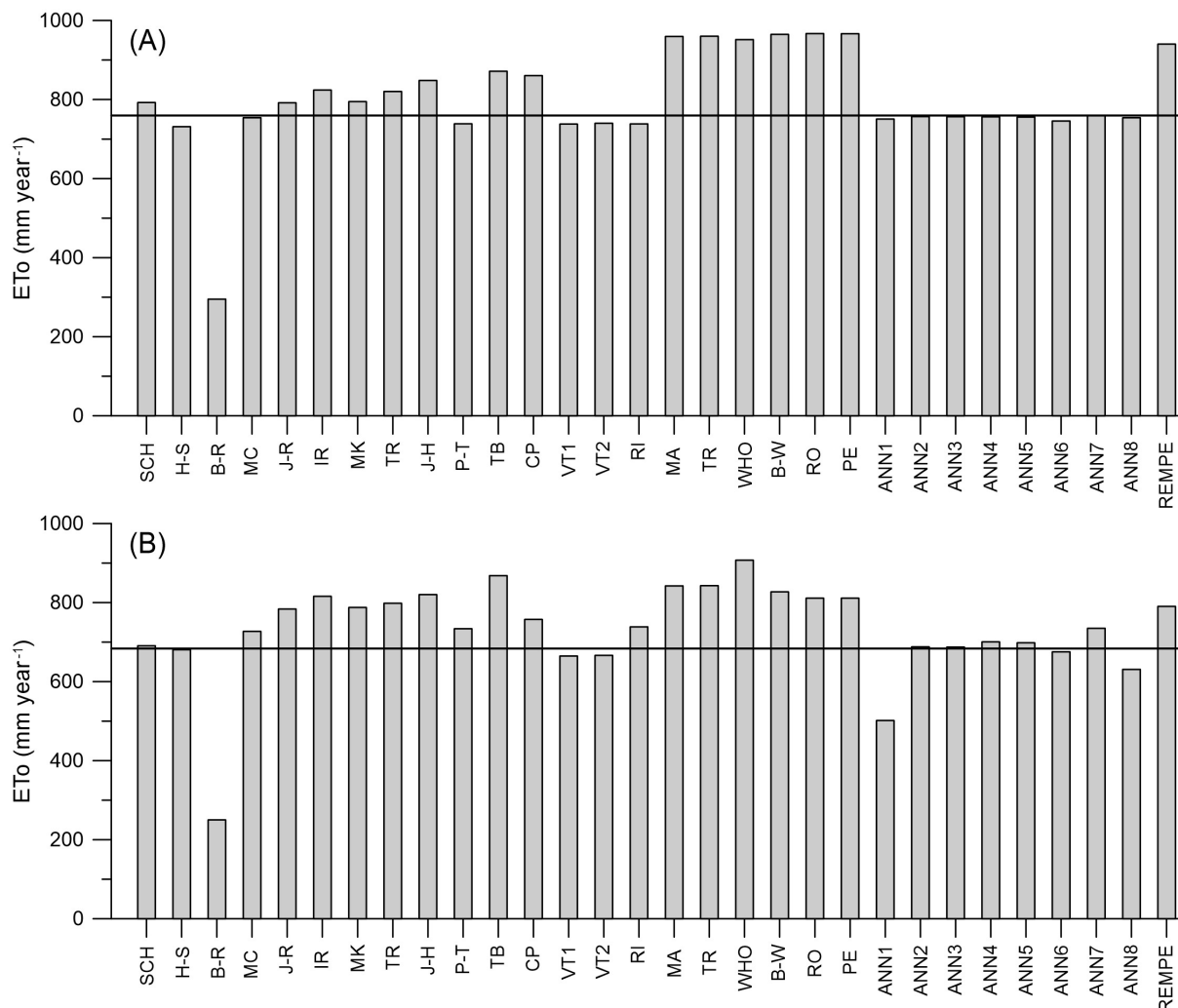


Figure 9: Estimate of the annual ETO value for the 30 calibrated methods, using respectively the 2016 data of the Toredora weather station (A) and the 2014 weather data of the Zhurucay weather station (B). The horizontal line presents the annual ETO value using the FAO 56 P-M standard method.

that ANN models permit to include different combinations of weather variables enabled to define the ANN model with the smallest possible number of weather variables as input, without decreasing modeling performance. The ANN models are the first approach to be applied for estimating the ETO of páramo ecosystems when only few weather data are monitored. The REMPE model, using only solar radiation and minimum relative humidity as input variables, showed unsatisfactory performance. The question if the performance of the REMPE equation can be improved by adding more input

variables, is important and open for further studies.

The FAO 56 P-M equation served as reference in the absence of lysimeter measurements. It is generally accepted that lysimeter measurements are free of random or systematic error making the method useful for validating empirical and model-based methods. However, for the given study area by the absence of lysimeter data the question rises whether the FAO 56 P-M method is a valid reference to be used under super-humid conditions. Therefore, it is

suggested that in future studies the FAO 56 P-M equation is calibrated to lysimeter data. Notwithstanding this limitation, the research presented an interesting comparison between 30 methods, requiring varying weather variables as input, to estimate ETo in the páramo ecosystem of Andes mountain range in Southern Ecuador. The combination-based models and the artificial neural network methods seems to outperform all other tested approaches. In terms of software, the study showed that NeuralTools v7.5 and R Package are user friendly, easy to implement, and therefor highly recommended for data modeling in similar studies.

Acknowledgments: The authors would like to thank Professor Dr. Wayne Hanson for proofreading the manuscript. We also thank Juan J. Contreras for his valuable comments that improved the quality of the article.

REFERENCES

- Abdullah, S.S. and Malek, M.A., 2016. Empirical Penman-Monteith equation and artificial intelligence techniques in predicting reference evapotranspiration: a review. *International Journal of Water*, 10, 1, 55-66.
- Aghajanloo, M.B., Sabziparvar, A.A. and Talae, P.H., 2013. Artificial neural network-genetic algorithm for estimation of crop evapotranspiration in a semi-arid region of Iran. *Neural Computing and Applications*, 23, 5, 1387-1393.
- Alexandris, S., Kerkides, P. and Liakatas, A., 2006. Daily reference evapotranspiration estimates by the "Copais" approach. *Agricultural Water Management*, 82, 3, 371-386.
- Allen, G.R., Pereira, L., Raes, D. and Smith, M., 2006. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. *Crop Evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. Rome, Italy. FAO.
- Allen, R.G., 1996. Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 122, 2, 97-106.
- Almorox, J., Quej, V.H. and Martí, P., 2015. Global performance ranking of temperature-based approaches for evapotranspiration estimation considering Köppen climate classes. *Journal of Hydrology*, 528, 514-522.
- Baier, W. and Robertson, G.W., 1965. Estimation of latent evaporation from simple weather observations. *Canadian Journal of Plant Science*, 45, 3, 276-284.
- Bautista, F., Bautista, D. and Delgado-Carranza, C., 2009. Calibration of the equations of Hargreaves and Thornthwaite to estimate the potential evapotranspiration in semi-arid and subhumid tropical climates for regional applications. *Atmósfera*, 22, 4, 331-348.
- Bishop, C.M., 1995. *Neural networks for pattern recognition*. Oxford, UK: Oxford University Press.
- Borges, A.D. and Mendiondo, E.M., 2007. Comparação entre equações empíricas para estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 11, 3, 293-300.
- Breiman, L., 2001. Random forests. *Machine Learning*, 45, 1, 5-32.
- Brockamp, B. and Wenner, H., 1963. Verdunstungsmessungen auf den Steiner See bei Münster i. Westf. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 7, 149-154.
- Cervantes-Osornio, R., Arteaga-Ramírez, R., Vázquez-Peña, M.A. and Quevedo-Nolasco, A., 2011. Redes neuronales artificiales en la estimación de la evapotranspiración de referencia. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 2, 3, 433-447.
- Chauhan, S. and Shrivastava, R.K., 2009. Performance evaluation of reference evapotranspiration estimation using climate based methods and artificial neural networks. *Water Resources Management*, 23, 5, 825-837.
- Contreras, J.J., 2015. Análisis comparativo de cuatro modelos de evapotranspiración de referencia en la microcuenca del río Quinuas. Bachelor's thesis, University of Cuenca, Cuenca, Ecuador.

- Córdova, M., Carrillo-Rojas, G., Crespo, P., Wilcox, B. and Céleri, R., 2015. Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) method for calculating reference evapotranspiration using limited data. *Mountain Research and Development*, 35, 3, 230-239.
- Efthimiou, N., Alexandris, S., Karavitis, C. and Mamassis, N., 2013. Comparative analysis of reference evapotranspiration estimation between various methods and the FAO56 Penman-Monteith procedure. *European Water*, 42, 19-34.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Khabba, S., Simonneau, V., Jarlan, L., Ouldbba, A., Rodriguez, J.C. and Allen, R., 2010. Assessment of reference evapotranspiration methods in semi-arid regions: can weather forecast data be used as alternate of ground meteorological parameters?. *Journal of Arid Environments*, 74, 12, 1587-1596.
- Fooladmand, H.R. and Haghghat, M., 2007. Spatial and temporal calibration of Hargreaves equation for calculating monthly ETo based on Penman-Monteith method. *Irrigation and Drainage*, 56, 4, 439-449.
- Friedman, J.H., 1991. Multivariate adaptive regression splines (with discussion). *Annals of Statistics*, 19, 1, 79-141.
- Genuer, R., Poggi, J.M. and Tuleau-Malot, C., 2010. Variable selection using random forests. *Pattern Recognition Letters*, 31, 14, 2225-2236.
- Gong, L., Xu, C.Y., Chen, D., Halldin, S. and Chen, Y.D., 2006. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*, 329, 3, 620-629.
- González-Camacho, J.M., Cervantes-Osornio, R., Ojeda-Bustamante, W. and López-Cruz, I., 2008. Predicción de la evapotranspiración de referencia mediante redes neuronales artificiales. *Ingeniería hidráulica en México*, 23, 1, 127-138.
- Hapfelmeier, A. and Ulm, K., 2013. A new variable selection approach using random forests. *Computational Statistics & Data Analysis*, 60, 50-69.
- Hargreaves, G.H. and Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1, 2, 96-99.
- Irmak, S., Irmak, A., Allen, R.G. and Jones, J.W., 2003. Solar and net radiation-based equations to estimate reference evapotranspiration in humid climates. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 129, 5, 336-347.
- Jabloun, M.D. and Sahli, A., 2008. Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data: Application to Tunisia. *Agricultural Water Management*, 95, 6, 707-715.
- Jensen, M.E. and Haise, H.R., 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 89, 15-41.
- Jones, J.W. and Ritchie, J.T., 1990. Crop growth models. Management of farm irrigation systems. In: Hoffman GJ, Howel TA, Solomon KH (eds), *ASAE Monograph No. 9*, ASAE, St. Joseph, Mich. p. 63-89.
- Khoshravesh, M., Sefidkouhi, M. and Valipour, M., 2017. Estimation of reference evapotranspiration using multivariate fractional polynomial, Bayesian regression, and robust regression models in three arid environments. *Applied Water Science*, 7, 4, 1911-1922.
- Kisi, O., 2013. Least squares support vector machine for modeling daily reference evapotranspiration. *Irrigation Science*, 31, 4, 611-619.
- Kisi, O., 2016. Modeling reference evapotranspiration using three different heuristic regression approaches. *Agricultural Water Management*, 169, 162-172.
- Koçeyni, K., 2010. Using artificial neural networks for income convergence. *Global Journal of Business Research*, 3, 2, 141-152.
- Kumar, M., Raghuwanshi, N.S., Singh, R., Wallender, W.W. and Pruitt, W.O., 2002. Estimating evapotranspiration using artificial neural network. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 128, 4, 224-233.
- Laaboudi, A., Mouhouche, B. and Draoui, B.,

2012. Neural network approach to reference evapotranspiration modeling from limited climatic data in arid regions. *International Journal of Biometeorology*, 56, 5, 831-841.
- Landeras, G., Ortiz-Barredo, A. and López, J.J., 2008. Comparison of artificial neural network models and empirical and semi-empirical equations for daily reference evapotranspiration estimation in the Basque Country (Northern Spain). *Agricultural Water Management*, 95, 5, 553-565.
- Liaw, A. and Wiener, M., 2015. Package 'randomForest'. Breiman and Cutler's Random Forests for Classification and Regression. Available from: <https://cran.r-project.org/web/packages/randomForest/randomForest.pdf>.
- Liu, X., Xu, C., Zhong, X., Li, Y., Yuan, X. and Cao, J., 2017. Comparison of 16 models for reference crop evapotranspiration against weighing lysimeter measurement. *Agricultural Water Management*, 184, 145-155.
- Lu, J., Sun, G., McNulty, S.G. and Amatya, D.M., 2005. A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States. *Journal of the American Water Resources Association*, 41, 3, 621-633.
- Mahringer, W., 1970. Verdunstungsstudien am Neusiedler See. *Archive Meteorologische Geophysische Bio Klimatologische Serie B*, 18, 1-20.
- Makkink, G.F., 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineers*, 11, 277-288.
- Masters, T., 1995. *Advanced algorithms for neural networks: a C++ sourcebook*. John Wiley & Sons, Inc.
- McCloud, D.E., 1955. Water requirements of field crops in Florida as influenced by climate. In: *Proceedings Soil Science Society, Florida*, 15, 165-172.
- Mehdizadeh, S., Saadatnejadgharahassanlou, H. and Behmanesh, J., 2017. Calibration of Hargreaves-Samani and Priestley-Taylor equations in estimating reference evapotranspiration in the Northwest of Iran. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 63, 7, 942-955.
- Milborrow, S., 2017. Package 'earth'. Multivariate adaptive regression splines. Available from: <https://cran.r-project.org/web/packages/earth/earth.pdf>.
- Paes de Camargo, A. and Paes de Camargo, M., 2000. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. *Bragantia*, 59, 2, 125-137.
- Penman, H., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. In: *Proceedings of the Royal Society of London, Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 193, 1032, 120-145.
- Poulenard, J., Podwojewski, P., Janeau, J.L. and Collinet, J., 2001. Runoff and soil erosion under rainfall simulation of Andisols from the Ecuadorian Páramo: effect of tillage and burning. *Catena*, 45, 3, 185-207.
- Priestley, C.H. and Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 2, 81-92.
- Rijtema, P.E., 1966. *Derived meteorological data: Transpiration*. Research report, Wageningen University.
- Rohwer, C., 1931. Evaporation from free water surface. *USDA Tech Null*, 217, 1-96.
- Sánchez-Molina, J. and Poveda-Jaramillo, G., 2006. Aplicación de los métodos MARS, HOLT-WINTERS y ARIMA Generalizado en el pronóstico de caudales medios mensuales en ríos de Antioquia. *Metereología Colombiana*, 10, 36-46.
- Sandri, M. and Zuccolotto, P., 2006. Variable selection using random forests. In: *Data analysis, classification and the forward search*. Springer Berlin Heidelberg. p. 263-270.
- Schendel, U., 1967. *Vegetationswasserverbrauch und -wasserbedarf*. p. 137.
- Sentelhas, P.C., Gillespie, T.J. and Santos, E.A., 2010. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management*, 97, 5, 635-644.
- Singh, V.P. and Xu, C.Y., 1997. Evaluation and

- generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, 11, 3, 311-323.
- Strobl, C., Boulesteix, A.L., Kneib, T., Augustin, T. and Zeileis, A., 2008. Conditional variable importance for random forests. *BMC Bioinformatics*, 9, 1, 307.
- Strobl, C., Boulesteix, A.L., Zeileis, A. and Hothorn, T., 2007. Bias in random forest variable importance measures: Illustrations, sources and a solution. *BMC Bioinformatics*, 8, 1, 25.
- Tabari, H., Grismer, M.E. and Trajkovic, S., 2013. Comparative analysis of 31 reference evapotranspiration methods under humid conditions. *Irrigation Science*, 31, 2, 107-117.
- Tabari, H. and Talaee, P.H., 2011. Local calibration of the Hargreaves and Priestley-Taylor equations for estimating reference evapotranspiration in arid and cold climates of Iran based on the Penman-Monteith model. *Journal of Hydrologic Engineering*, 16, 10, 837-845.
- Trabert, W., 1896. Neue Beobachtungen über Verdampfungsgeschwindigkeiten. *Meteorologische Zeitschrift*, 13, 261-263.
- Trajkovic, S. and Kolakovic, S., 2009. Estimating reference evapotranspiration using limited weather data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 135, 4, 443-449.
- Trajkovic, S., Todorovic, B. and Stankovic, M., 2003. Forecasting of reference evapotranspiration by artificial neural networks. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 129, 6, 454-457.
- Traore, S., Wang, Y.M. and Kerh, T., 2010. Artificial neural network for modeling reference evapotranspiration complex process in Sudano-Sahelian zone. *Agricultural Water Management*, 97, 5, 707-714.
- Turc, L., 1961. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. *Annals of Agronomy*, 12, 1, 13-49.
- Valiantzas, J.D., 2013. Simplified forms for the standardized FAO-56 Penman-Monteith reference evapotranspiration using limited weather data. *Journal of Hydrology*, 505, 13-23.
- Valipour, M., 2017. Calibration of mass transfer-based models to predict reference crop evapotranspiration. *Applied Water Science*, 7, 2, 625-635.
- Valipour, M., 2015. Temperature analysis of reference evapotranspiration models. *Meteorological Applications*, 22, 3, 385-394.
- Velásquez-Henao, J.D., Franco-Cardona, C.J. and Camacho, P.A., 2014. Nonlinear time series forecasting using MARS. *Dyna*, 81, 184, 11-19.
- World Meteorological Organization, 1966. Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. Tech Pap. (CIMO-Rep) N. 83, Geneva (W.M.O.). p. 121.
- Xu, C.Y. and Singh, V.P., 2002. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resources Management*, 16, 3, 197-219.
- Yoder, R.E., Odhiambo, L.O. and Wright, W.C., 2005. Evaluation of methods for estimating daily reference crop evapotranspiration at a site in the humid southeast United States. *Applied Engineering in Agriculture*, 21, 2, 197-202.

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.

DESCRIPCIÓN DE ONDAS DE GRAVEDAD ATMOSFÉRICAS EN LA COSTA DE BUENOS AIRES, ARGENTINAIael Pérez^{1,2}, Walter Dragani^{1,2,3,5}, Marcos Saucedo⁴, Alejandro Godoy^{4,6}, Bibiana Cerne^{3,5} y Paula Martín^{1,2,7}¹Servicio de Hidrografía Naval (Ministerio de Defensa)²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)³Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (FCEyN/UBA)⁴Servicio Meteorológico Nacional (Ministerio de Defensa)⁵Instituto Franco-Argentino para el Estudio del Clima y sus Impactos (UMI IFAECI/CNRS-CONICET/CIMA/UBA)⁶Universidad Nacional de la Plata (UNLP)⁷Departamento de Geografía (FFyL/UBA)

(Manuscrito recibido el 13 de marzo de 2018, en su versión final el 27 de septiembre de 2018)

RESUMEN

En este trabajo se estudiaron las perturbaciones de la presión atmosférica en alta frecuencia (ondas de gravedad atmosféricas, OGA) registradas en Mar del Plata durante 2013. Mediante el análisis realizado con el método espectral wavelets se obtuvo que las duraciones de los lapsos de actividad, la estructura espectral, la intensidad energética y las amplitudes de las OGA son diferentes para cada evento. En general, los eventos activos duran entre 5 y 20 h y las máximas fluctuaciones de presión están comprendidas entre 0.5 y 2 hPa, con periodicidades típicas entre 30 y 150 min. De los 37 casos de OGA detectados se encontró que 24 están asociado a frentes fríos, 9 a frentes cálidos, y 4 están relacionados con otros forzantes sinópticos. Se encontró que la mayoría de los eventos ocurren cuando la zona frontal se ubica al N de la Patagonia y se desplaza hacia el E o NE. Se utilizó el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) para simular dos casos. En el primero se observó un frente frío y un ciclón en superficie al S de la provincia de Buenos Aires y sobre el océano mientras que en el segundo, un frente cálido al S de Buenos Aires que luego se desplazó hacia el NO como frente frío. Los resultados obtenidos con el modelo WRF indicarían que la dirección predominante de propagación de OGA en la región costera bonaerense sería hacia el E-NE, discrepando con los escasos antecedentes disponibles para la región que indican que la dirección de propagación sería hacia el ESE-SE.

Palabras clave: Ondas de gravedad atmosféricas; modelado numérico; modelo WRF; costa de la provincia de Buenos Aires

DESCRIPTION OF ATMOSPHERIC GRAVITY WAVES IN THE BUENOS AIRES COAST, ARGENTINA**ABSTRACT**

High-frequency perturbations of the atmospheric pressure (atmospheric gravity waves, AGW) measured at Mar del Plata in 2013 are studied in the present paper. Implementing the wavelet spectral method it was obtained that the duration of the active lapses, the spectral structure, the energy and the amplitudes of AGW are different for each event. It was found that, in general, active events last between 5 and 20 h and that the maximum pressure fluctuations range between 0.5 and 2 hPa, with typical oscillations between 30 and 150 min. From the 37 active cases of AGW, it was established that 24 are associated with cold fronts, 9 with warm fronts, and 4 are related to other synoptic systems. It was found that most of the events occur when the frontal zone is located at the northern Patagonia and moves towards the E or NE. The Weather Research and Forecasting (WRF) model was implemented and two cases were simulated. In the first case, a cold front and a cyclone located at the southern Buenos Aires Province and on the ocean were observed. In contrast, in the second case, a warm front was observed at the southern Buenos Aires Province, which then moved towards the NW as a cold front. The results achieved with the WRF model indicate that the predominant direction of propagation in the coastal region of Buenos Aires could be towards E-NE, in disagreement with the available scarce background for the region indicating that the direction of propagation could be towards the ESE-SE.

Keywords: Atmospheric gravity waves; numerical modeling; WRF model; Buenos Aires coast province

1. INTRODUCCIÓN

Las ondas de gravedad atmosféricas (OGA) constituyen un importante mecanismo para el transporte vertical de energía y cantidad de movimiento. Las OGA pueden ser producidas por distintas fuentes tales como la orografía (Long, 1955; Lilly y Kennedy, 1973), la convección (Alexander y otros, 1995; Fovell, 2002), la convección profunda (Hoffmann y Alexander, 2010), el ajuste geostrófico en regiones de inestabilidad baroclínica (Fritts y Luo, 1992; O'Sullivan y Dunkerton, 1995; Chagnon y Bannon, 2005, entre otros), la inestabilidad por cortante vertical (Mastrantonio y otros, 1976; Shen y Lin, 1999), y el pasaje de sistemas frontales (Gall y otros, 1988; Reeder y Griffiths, 1996). Estas ondas son importantes para la determinación de la estructura térmica de la atmósfera baja y media (Lindzen and Tung, 1976) y sus características principales se conocen desde hace varias décadas (Queney, 1948; Scorer, 1949; Gossard and Munk, 1954; Palm, 1955; Sawyer, 1959). Para avanzar en su conocimiento es necesario estudiar no sólo los mecanismos

por los cuales se generan sino también sus características, distribución y variabilidades (Zhang, 2004). Para el caso de pasajes frontales, Uccellini y Koch (1987) presentaron un modelo conceptual del entorno sinóptico en que se desarrollan las OGA. Dichos autores las ubican en la región comprendida entre el punto de inflexión de la parte delantera de vaguada y el eje de cuña en el nivel de 300 hPa, el cual se posiciona respecto a superficie, del lado frío de la superficie frontal. Además los autores consideran un ingrediente fundamental la ubicación de la corriente en chorro de altura, ya que se ha encontrado que las OGA se desarrollan a la salida del "jet streak" (donde el flujo es fuertemente difluente y desbalanceado) ubicada generalmente en la región descrita anteriormente. Más recientemente Plougonven y Zhang (2013) presentaron una revisión acerca del estado del conocimiento actual de las OGA en inmediaciones de jets y frentes basada en observaciones de campo, teoría y modelado.

En Argentina, el estudio de las OGA asociadas a

la orografía ha sido investigado, por ejemplo, por De la Torre y otros (2012). Sin embargo, existe tan sólo un trabajo en la región concerniente a la relación entre las OGA y los pasajes frontales (Nuñez y otros, 1998). Dichos autores estudiaron un evento de OGA de gran amplitud en la costa de la provincia de Buenos Aires ocurrido en octubre de 1985 que dio lugar a un meteotsunami en la región. En dicho estudio se analizaron las dos únicas series disponibles de presión atmosférica (análogicas) de alta resolución, cuya longitud es de aproximadamente dos días, obtenidas en los faros Punta Médanos y El Rincón (Figura 1). Se encontró que los picos de energía espectral estaban predominantemente ubicados entre 40 min y 2 h. Por otro lado, utilizando la función coherencia concluyeron que se trataba de un fenómeno regional y que la situación sinóptica durante el evento mostró la presencia de un frente frío en superficie y la corriente en chorro en altura. Este resultado coincide con el señalado por Uccellini y Koch (1987). Al presente no existen estudios locales que hagan uso de modelos numéricos para estudiar el desarrollo de las OGA en la costa bonaerense. Sin embargo, en otras regiones estas ondas fueron modeladas en las escalas sub-sinóptica de 100 a 600 km (por ejemplo, O'Sullivan y Dunkerton, 1995) y en la meso escala de 50 a 500 km (Zhang, 2004, entre otros).

Existen evidencias que sostienen que el campo bórico asociado a las OGA constituiría el forzante de los meteotsunamis en la costa bonaerense (Dragani y otros, 2002; Dragani, 2007). Sin embargo los estudios sobre la física de las OGA en esta región son muy escasos (Nuñez y otros, 1998). El objetivo del presente trabajo es realizar una descripción preliminar acerca de la duración típica de los eventos de OGA, las amplitudes máximas de presión atmosférica asociada, el rango de periodicidades esperable y la dirección de propagación de estas ondas en la costa bonaerense. Asimismo, examinar si durante el desarrollo de cada uno de los casos de OGA se observa la presencia de una zona frontal en la región de estudio y explorar la capacidad del modelo Weather Research and Forecasting

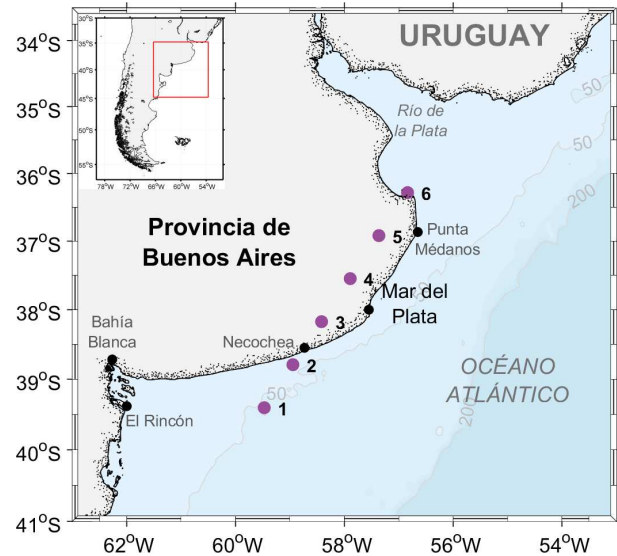


Figure 1: Costa bonaerense argentina. Se indican con puntos violetas (1-6) los sitios ubicados a lo largo de una transecta orientada SSO-NNE, a lo largo de la cual se analizaron las fluctuaciones de presión en alta frecuencia simuladas. En el ángulo superior izquierdo se indica con un recuadro rojo el dominio computacional del modelo WRF implementado.

(WRF) para representarlas. Se espera que los resultados de este trabajo constituyan las bases para una futura investigación permitiendo la implementación de OGA como forzantes de un modelo de generación de tsunamis meteorológicos en la región de la plataforma continental bonaerense.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos de presión atmosférica utilizados en el presente estudio fueron obtenidos con una estación meteorológica Davis con el sensor ubicado aproximadamente a 10 m sobre el nivel del mar y con frecuencia de muestreo 1 min. Dicho instrumento estuvo instalado en el Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP, 38.03° S, 57.53° O), situado en Mar del Plata (Figura 1), y registró entre enero y diciembre de 2013. El equipo midió con una resolución de 0.1 hPa y con una precisión de $\pm 1,0$

hPa (<http://www.davisnet.com/product/vantage-vue-wireless-weather-station/>). Si bien se propuso medir durante todo el 2013, es necesario destacar que los registros de presión atmosférica presentan lapsos relativamente largos con datos faltantes. Se utilizaron además datos horarios de presión atmosférica de la estación Mar del Plata AERO (de aquí en más AERO, 37.56° S, 57.35° O, altura del sensor 21 m sobre el nivel del mar) del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) ubicada aproximadamente a 12 km al NNO del INIDEP, para realizar el control de la evolución de la presión en escala sinóptica registrada en el INIDEP. La serie de datos de presión de la estación del SMN no presentó datos faltantes y se asumió valedero el control de calidad realizado por dicha institución.

Por otro lado, con el fin de detectar la posible presencia de frentes en los eventos de OGA se analizaron observaciones, cartas sinópticas de superficie e imágenes de satélite GOES-13 del SMN. Con los datos indicados en las cartas sinópticas (presión, temperatura, viento, humedad y nubosidad) registrados en las estaciones del SMN y con las isobaras se identificaron las regiones de discontinuidad frontal. Se complementó el análisis con las cartas correspondientes a los campos iniciales del modelo ETA-SMN, las cuales permitieron observar con mayor detalle las zonas frontales. Además, se exploró la estructura tridimensional de los sistemas atmosféricos utilizando campos de variables meteorológicas en diferentes niveles para verificar la presencia de frentes. Finalmente, se emplearon imágenes de satélites para complementar la información de la nubosidad asociada a los sistemas frontales. Esto permitió ubicar con mayor exactitud la posición de los frentes, principalmente en la región oceánica, donde no hay observaciones de superficie.

Sobre la serie de datos de presión de alta resolución (obtenidos con la estación meteorológica Davis) se realizó un estricto control de calidad. En primer lugar se eliminaron unos pocos datos espurios presentes en la serie (<1%). Seguidamente se excluyeron algunos

pocos datos que estaban fuera de rango (valores espurios), es decir, que la diferencia entre el valor anterior o posterior al dato superaba dos veces el desvío estándar correspondiente a la serie (<1% de la cantidad total de datos). En ambos casos los datos descartados fueron reemplazados por valores interpolados linealmente entre el dato anterior y posterior al eliminado. Luego, se detectaron breves lapsos con intervalo de muestreo diferente a 1 min los cuales estaban asociados a problemas intrínsecos del instrumento. Dichos lapsos no fueron considerados para el análisis resultando así seis períodos de datos, entre 30 y 40 días aproximadamente, tal como se indica en la Tabla I. Finalmente, las series de datos de alta resolución se contrastaron con los valores horarios obtenidos en la estación AERO. La comparación indica que ambas series (Davis y AERO) muestran una diferencia constante de aproximadamente 8 hPa, no atribuible al desnivel entre ambas estaciones. Sin embargo se observó que ambas series poseen variabilidades horarias similares en el comportamiento de la presión. Luego de algunos ensayos, se diseñó un filtro de Hamming de 251 elementos (Hamming, 1977) del tipo pasa-altos, con período de corte 3 h. Mediante la convolución entre dicho filtro y la serie de datos de presión se retuvieron las perturbaciones de alta frecuencia correspondientes a las OGA. Dicha diferencia de 8 hPa, probablemente atribuible a una incorrecta configuración de la estación Davis (“off set”), no es relevante para el desarrollo de este estudio dado que se trabaja con la serie filtrada, es decir, con perturbaciones de altas frecuencias.

Previamente al filtrado numérico, sobre la serie de presión atmosférica se aplicaron técnicas espectrales y se detectó la presencia de la onda de marea semidiurna. El calentamiento de la atmósfera debido a la radiación solar combinado con los procesos turbulentos de calentamiento desde el suelo genera ondas internas con períodos diurnos y semidiurnos (Lindzen y Chapman, 1969). Estas ondas causan oscilaciones regulares en los campos de viento, temperatura y presión, las cuales se conocen

Período	Caso	Fecha DD/MM	Duración (h)	Máx. fluct. (hPa)	Frentes de superficie en la región
I 20/02 - 21/03	1	23/feb	16.5	1.2	Frente frío al S de Buenos Aires
	2	24/feb	12.9	1.7	Frente frío en el centro de Buenos Aires
	3	1/mar	39.8	1.5	Frente cálido al S de Buenos Aires
	4	9/mar	11.4	1.2	Frente frío al N de la Patagonia
II 23/03 - 29/04	5	24/mar	16.8	1.9	Frente frío al N de la Patagonia
	6	4/abr	12.0	1.5	No se observa
	7	11/abr	13.3	1.7	Frente frío al N de la Patagonia
III 28/05 - 01/07	8	27/abr	12.8	1.2	Frente frío al N de Buenos Aires
	9	28/may	17.3	2.1	Frente frío en el centro del país
	10	29/may	3.8	0.6	Frente frío al N de Buenos Aires
	11	1/jun	19.4	1.6	Frente frío al N de la Patagonia
	12	27/jun	12.3	2.1	Frente frío al N de la Patagonia
	13	20/ago	14.8	3.4	Frente cálido al N de Buenos Aires
	14	27/ago	7.7	0.8	Frente frío al N de la Patagonia
	15	31/ago	8.0	1.0	Frente frío al N de la Patagonia
	16	2/sep	12.0	1.1	Frente frío en el centro de Buenos Aires
	17	4/sep	8.8	1.0	Frente frío al N de la Patagonia
IV 12/08 - 21/09	18	6/sep	13.9	1.2	Frente cálido en el centro de Buenos Aires
	19	7/sep	12.3	1.0	Frente cálido al S de Buenos Aires
	20	9/sep	12.0	1.7	Frente frío al N de la Patagonia
	21	10/sep	45.7	5.2	Frente cálido al N de Buenos Aires
	22	12/sep	7.7	0.8	No se observa
	23	15/sep	6.3	0.9	No se observa
	24	14/nov	23.7	2.2	Frente frío al N de la Patagonia
	25	18/nov	14.2	1.5	Frente frío al N de la Patagonia
	26	19/nov	12.0	1.1	Frente frío al N de Buenos Aires
	27	22/nov	13.7	1.6	Frente frío al N de la Patagonia
V 12/11 - 30/11	28	23/nov	12.1	1.4	Frente frío al S de Buenos Aires
	29	24/nov	14.6	2.9	Frente frío al N de la Patagonia
	30	26/nov	9.8	0.8	No se observa
	31	30/nov	16.2	1.9	Frente cálido al S de Buenos Aires
	32	1/dic	3.9	0.5	Frente cálido al S de Buenos Aires
	33	1/dic	15.9	4.1	Frente frío al N de la Patagonia
VI 01/12 - 21/12	34	2/dic	12.1	1.4	Frente frío al N de la Patagonia
	35	7/dic	12.8	4.2	Frente cálido en el centro de Buenos Aires
	36	13/dic	15.0	1.8	Frente cálido al S de Buenos Aires
	37	17/dic	13.3	1.1	Frente frío al N de la Patagonia

Table I: Fecha en la que se centra la actividad de OGA, duración (h) del caso, máxima fluctuación (diferencia entre la máxima y la mínima presión atmosférica de la fluctuación, hPa), y presencia o no de frente en superficie para cada caso de actividad de OGA en Mar del Plata (2013). Las filas en gris corresponden a los casos simulados con el modelo WRF.

como mareas en la atmósfera, que para el caso de la presión recibe el nombre de marea barométrica. En la región de estudio la mayor caída horaria de la presión media anual es de 2 hPa aproximadamente (Possia y otros, 2014). Dicha componente semidiurna se estimó utilizando la técnica mínimos cuadrados mediante el ajuste de una onda sinusoidal y fue filtrada de la serie de datos. En el presente estudio se obtuvo una variación barométrica comprendida entre 1 y 1.4 hPa, dependiendo del período analizado.

Para estudiar la estructura espectral en alta

frecuencia de la presión atmosférica en Mar del Plata se computaron, en primera instancia, los espectros (FFT) sobre series contiguas de 40 h de duración y se les aplicó un suavizado basado en la técnica de promedios móviles. Según Torrence y Campo (1998) el análisis espectral clásico (FFT) no es la herramienta más apropiada para el estudio de señales transitorias. Esto es así ya que, en una señal transitoria, la densidad de energía espectral estimada para una frecuencia particular resulta distorsionada debido a que se superponen contribuciones correspondientes a lapsos de fuerte, mediana y débil actividad de OGA, y de calmas. Una herramienta espectral que contempla la variabilidad de la señales es la técnica wavelet, la cual es útil para describir perturbaciones de presión atmosférica de pequeña amplitud (Tanaka y otros., 2014). El análisis espectral a través de wavelets se ha tornado en una herramienta muy útil para estudiar variaciones de energía localizadas en series temporales. Una de las ventajas de utilizar la técnica wavelet es que permite estudiar procesos de varias escalas sobre un dominio finito (Lau y Weng, 1995). A diferencia de la FFT posee la capacidad de tratar comportamientos no-estacionarios (Daubechies, 1990). La descomposición de series temporales en tiempo-frecuencia permite estudiar tanto los modos dominantes de variabilidad de la serie original, como así también las variaciones temporales de éstos (Torrence y Campo, 1998). Los wavelets constituyen una herramienta frecuentemente utilizada en estudios que incluyen la descripción de fenómenos no estacionarios y se utilizaron en numerosos trabajos en las áreas de las ciencias de la atmósfera como, por ejemplo, en estudios de la convección tropical (Weng y Lau, 1994), el ENSO (Gu y Philander, 1995; Wang y Wang, 1996) y en oceanografía para el análisis de meteotsunamis (Pérez y Dragani, 2017). Consecuentemente, en este trabajo también se aplicó el análisis espectral a través de wavelets para estudiar la serie de presión atmosférica de alta resolución, registrada en Mar del Plata en 2013 computado con el método de Morlet (Torrence y Campo, 1998). La ventaja de utilizar el método de Morlet fue

documentada en distintos trabajos como, por ejemplo, Lau y Weng (1995).

Se determinaron los lapsos de actividad de OGA para cada uno de los seis períodos mencionados (Tabla I) y se investigó la situación meteorológica asociada a cada uno. En las cartas sinópticas se distinguieron los sistemas frontales de superficie cercanos a Mar del Plata y otros patrones meteorológicos como sistemas de baja presión en superficie y altura. De esta manera, se pudo identificar para cada caso las masas de aire y los sistemas meteorológicos asociados a los eventos de OGA. A través de las imágenes de satélite se reconocieron los patrones nubosos asociados a los sistemas frontales. Finalmente se agruparon (subjetivamente) los casos con actividad de OGA según la situación sinóptica imperante. No fue posible utilizar metodologías estadísticas de agrupamiento de casos debido a que se dispone de tan solo un año de datos.

Al disponerse de tan solo un registro de presión atmosférica de alta resolución en Mar del Plata (Figura 1) no es factible determinar la dirección de propagación ni la estructura espacial de los campos de OGA a partir de las observaciones. Consecuentemente, se recurrió a la simulación numérica en alta resolución utilizando el modelo WRF-ARW (WRF) en la versión 3.3.1 (Skamarock y otros, 2008) con el que se diagnosticó la evolución del campo de presión atmosférica. El modelo WRF se utilizó satisfactoriamente en diversas partes del mundo para simular OGA como, por ejemplo, en el sector occidental de la cuenca Mediterránea (Costantino y otros, 2015), en Nueva Zelanda (Kruse y Smith, 2015) y en China (Su y Zhai, 2017). Particularmente, se usó en las islas Baleares para el estudio de la predictibilidad de meteotsunamis. En este caso las OGA simuladas con el modelo WRF sirvieron como forzante de un modelo oceánico (Renault y otros, 2011).

El modelo WRF se implementó en una retícula de 4 km (0.036°) de resolución horizontal y 43 niveles verticales sigma-p, con tope en 50 hPa. El dominio de simulación se extendió entre los

paralelos 34.8° S y 44.8° S, y entre los meridianos de 66.5° O y 53.5° O. Este dominio abarca todo el litoral atlántico bonaerense y parte de la costa patagónica, hasta el S de Chubut, junto con el océano adyacente. Las simulaciones se extendieron durante 48 h generando campos de presión atmosférica a nivel del mar, viento y tasa de precipitación cada 5 min. El modelo WRF fue inicializado y forzado en los bordes por el modelo de pronóstico operativo Global Forecasting System (GFS) el cual tiene una resolución horizontal de 0.5° y una temporal de 3 h.

Proceso	Esquema
Microfísica	WRF Single Moment (WSM) / 6 clases (Hong, 2004)
Capa límite	Mellor/Yamada/Janjic (Mellor y Yamada, 1982),(Janjic,2002)
Superficie	Modelo NOAH/ 4 capas (Chen y Dudhia, 2001)
Radiación onda larga	RRTM (Mlawery, 1997)
Radiación onda corta	Dudhia (Dudhia, 1989)

Table II: Parametrizaciones utilizadas en el modelo WRF

El modelo WRF utiliza diversas parametrizaciones para representar fenómenos que ocurren a escala sub-reticular las cuales se describen en la Tabla II. Debido a que el modelo se implementó con alta resolución espacial, éste es capaz de representar explícitamente los procesos convectivos y, por lo tanto, no se utilizó una parametrización para la convección. Se destaca, además, que a fin de considerar la estabilización del modelo (procesos de "spin-up") las simulaciones fueron inicializadas al menos 6 h antes del comienzo del lapso analizado. Las series de presión atmosférica en cada uno de los nodos se filtraron con el mismo pasa-altos descripto precedentemente (filtro de Hamming). Por otro lado, a partir de este filtrado numérico se obtuvieron campos de presión en alta frecuencia (con períodos de hasta 3 h) asociados a las OGA.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Análisis y descripción espectral de las OGA

En la Figura 2.a y b se muestran, a modo de ejemplo, las series de presión observada

y filtrada para un período de noviembre de 2013, respectivamente. En la Figura 2.a se observa que la presión presenta una importante variabilidad en la escala sinóptica, con variaciones comprendidas entre 1007 y 1031 hPa, aproximadamente. Asimismo, pueden detectarse algunos lapsos en los que hay variabilidad de alta frecuencia (con períodos comprendidos entre algunos minutos y 3 h) los cuales se aprecian más claramente en la serie filtrada (Figura 2.b) donde las fluctuaciones de la presión superan los 2 hPa. En las Figuras 2.c y d se muestra un detalle de las Figuras 2.a y b, respectivamente, entre los días 14/11 01:00 y 16/11 00:00 en donde se puede apreciar un lapso con gran actividad de OGA. El comienzo de la actividad de OGA ocurre el 14/11 a las 18:00 (Figura 2.d) y se manifiesta durante un mínimo relativo de presión (Figura 2.c) asociado al pasaje de un frente frío por la región de estudio como se explicará más adelante.

Por otro lado, se muestra la estructura espectral en alta frecuencia de la presión atmosférica en Mar del Plata. A modo de ejemplo, en la Figura 3 pueden observarse tres espectros suavizados con promedios móviles de siete elementos. Los mismos corresponden a tres lapsos registrados en noviembre con diferentes características en la actividad de OGA (Figura 2.b). Puede apreciarse que los tres espectros tienen algunas características básicas similares, es decir, la mayor parte de la energía se concentra entre 0.33 y 2-3 ciclos por hora (cph). Sin embargo, cada uno presenta rasgos particulares. En el espectro de la Figura 3.a (14-16 de noviembre) se observan dos máximos distintivos, el mayor ubicado en 0.84 cph (1.18 h) y el otro en 1.34 cph (0.75 h). Los otros dos espectros (Figuras 3.b y c, 18-20 y 22-24 de noviembre, respectivamente) presentan estructuras más parecidas entre sí, con máximos espectrales ubicados en frecuencias un poco más bajas que el primer caso, aproximadamente en 0.5 cph (2 h).

Sobre la serie de presión atmosférica filtrada se calculó la varianza considerando lapsos consecutivos de 72 h. Luego de algunos ensayos

se estableció que el valor de varianza de 0.18 hPa² podría considerarse como el valor límite (umbral) para caracterizar preliminarmente el inicio de los lapsos de actividad de OGA. De esta manera se detectaron objetivamente 37 casos (Tabla I) en los cuales la varianza superó el umbral establecido. La duración de cada caso se calculó mediante la determinación de sus instantes iniciales y finales, identificando el comienzo y la finalización de oscilaciones bariométricas con amplitudes superiores a $\pm 0,3$ hPa. El error cometido en este proceso es inferior a ± 6 min. En la Tabla I se presenta la duración del caso y la intensidad de la máxima fluctuación (medida entre el valle y la cresta, en hPa) para cada uno de los 37 eventos. Se observa que las duraciones están comprendidas entre 3.8 (evento 10) y 45.7 h (evento 21), notándose que la mayoría de los eventos duran entre 5 y 20 h. Las máximas perturbaciones de presión están comprendidas entre 0.5 (evento 32) y 5.2 (evento 21) hPa pero, en general, se encuentran entre 0.5 y 2 hPa. Estos resultados coinciden con los indicados por Nuñez y otros (1998) quienes hallaron amplitudes de hasta 2.5 hPa y frecuencias entre 0.5 y 2 cph para la misma región de estudio. Asimismo, son del orden de los descritos por Uccellini y Koch (1987) para Estados Unidos de Norte América con amplitudes comprendidas entre 0.2 y 7 hPa y períodos entre 1 y 4 h.

Como se comentara precedentemente, en la Figura 2.b se aprecia que la actividad de las OGA tiene un claro comportamiento transitorio, es decir, hay lapsos activos relativamente cortos separados por prolongados períodos de muy baja actividad. Para analizar esta señal transitoria se utilizó la técnica de wavelets cuyos resultados se muestran en las Figuras 4 a 9. Para facilitar el análisis de los resultados se presentan las series de presión filtrada (paneles superiores) y el wavelet correspondiente a cada una (paneles inferiores). En las Figuras 6 y 9 se destacan dos lapsos de intensa actividad de OGA los cuales fueron simulados numéricamente con el modelo WRF descrito en la Sección 2. En la Tabla I se indican los eventos clasificados según el tipo de situación sinóptica. Los eventos con actividad de OGA

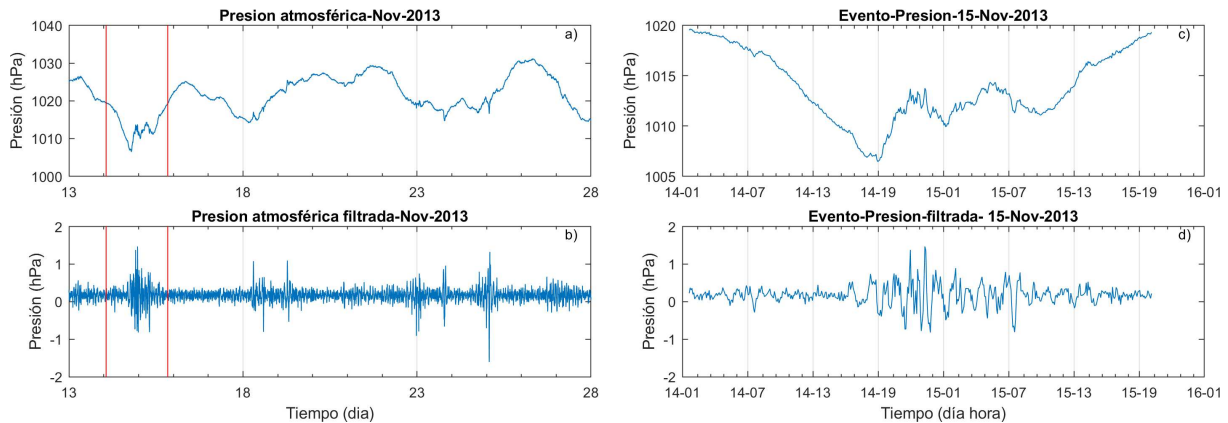


Figure 2: Series de presión atmosférica (a) observada y (b) filtrada, registrada en Mar del Plata en noviembre de 2013. En (c) y (d) se muestra un detalle ampliado, para el evento delimitado entre las líneas rojas.

pueden abarcar a más de un tipo de situación. Por ejemplo, los casos 32-34 comienzan con un frente caliente que luego evoluciona como frente frío que se desplaza hacia el NE.

En la Figura 4 se observa que entre el 20 de febrero y el 21 de marzo ocurrieron tres lapsos con actividad de OGA (período I, casos 1-4, Tabla I). Primeramente, entre el 22 y 25 de febrero, puede observarse un lapso con amplitudes máximas ubicadas entre 30 y 150 min. Debe destacarse que en ese lapso se distinguen dos casos de actividad, con oscilaciones de hasta 2 hPa (casos 1 y 2, Tabla I). Luego de un prolongado lapso caracterizado por un nivel bajo de energía espectral, reaparece la actividad de OGA entre el 28 de febrero y el 3 de marzo (caso 3, Tabla I) en una banda de períodos similar a la del caso anterior. Finalmente, y luego de un período de muy baja actividad, el 6 de marzo se inicia un evento prolongado pero algo más difuso (caso 4, Tabla I). La amplitud máxima para este evento se observa el 10 de marzo, pero ésta es menor que la apreciada en los casos anteriores y cubre un rango de períodos comprendido entre 70 y 130 min.

En la Figura 5, correspondiente al lapso comprendido entre el 23 de marzo y el 30 de abril, se aprecian varios eventos de actividad de OGA pero menos definidos que en el lapso

anteriormente descrito (período II, casos 5-8, Tabla I). La determinación de los instantes de inicio y finalización son menos distinguibles ya que a lo largo de toda serie se dan pequeños eventos de moderada o baja actividad. Los tres eventos más importantes presentan su máximo nivel de energía el 25 de marzo, el 11 y el 27 de abril (casos 5, 7 y 8, respectivamente, Tabla I), caracterizados por una estructura espectral relativamente similar, es decir, concentrando la máxima energía en un lapso de tiempo relativamente pequeño, con períodos comprendidos entre 50 y 135 min.

La serie de presión filtrada y su respectivo wavelet correspondiente al período comprendido entre el 28 mayo y el 1 de julio se presenta en la Figura 6 (período III, casos 9-12, Tabla I). En la misma pueden detectarse tres eventos con relativamente alta actividad de OGA, con fluctuaciones de la presión de aproximadamente 2 hPa, con energía espectral distribuida entre 75 y 135 min (casos 9, 11 y 12, Tabla I). En la Figura 7 se muestra la serie de presión filtrada y su respectivo wavelet para el período comprendido entre el 12 de agosto y el 26 de septiembre (período IV, casos 13-23, Tabla I). Durante este lapso puede observarse dos eventos de OGA caracterizados por variaciones de la presión atmosférica en alta frecuencia de hasta 6 hPa. El primero, de unas pocas horas de

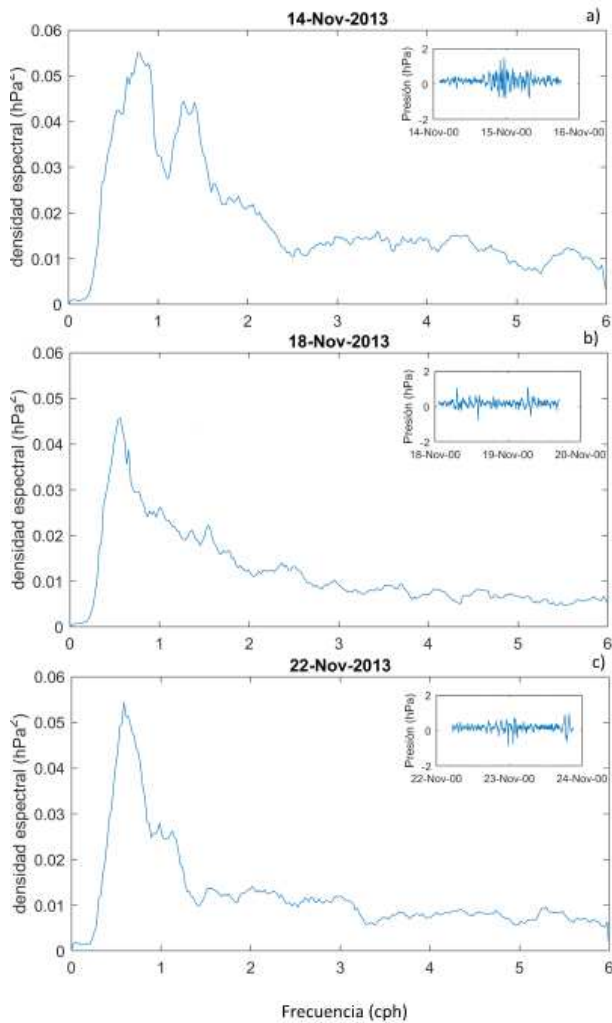


Figure 3: Espectros de la presión atmosférica para tres eventos de 40 h de duración para el mes de noviembre de 2013, (a) del 14 al 16, (b) del 18 al 20 y (c) del 22 al 23. Las frecuencias están dadas en ciclos por hora (cph).

duración, se registró el 20 de agosto y presenta contribuciones espectrales distribuidas entre 30 y 150 min (caso 13, Tabla I). El segundo evento, más prolongado, comienza el 10 de septiembre y contiene contribuciones espectrales entre 10 y 150 min (caso 21, Tabla I).

La serie de presión atmosférica filtrada y su correspondiente wavelet, para el período comprendido entre el 12 al 30 de noviembre, se presenta en la Figura 8 (período V, casos 24-31,

Tabla I). Tanto la estructura temporal como espectral de este período muestra una buena semejanza con la serie de tiempo y el wavelet de la Figura 4. Es decir, se observan varios eventos de actividad de OGA, separados por lapsos de relativamente baja energía. Si bien hay algunos eventos de débil actividad de OGA, pueden notarse tres eventos intensos. El primero está centrado en las últimas horas del 14 de noviembre (caso 24, Tabla I), el segundo se manifiesta el 24 de noviembre (caso 29, Tabla I) y el tercero el 29 de noviembre de 2013 (caso 31, Tabla I). Las fluctuaciones de presión son de hasta 2.5 hPa y las contribuciones espectrales aparecen entre 30 y 140 min. En cambio, los eventos más débiles presentan contribuciones espectrales en una banda más acotada, con periodicidades mayores a 60 min, aproximadamente. Finalmente, en la Figura 9 se muestra la serie de presión filtrada y el wavelet para el período comprendido entre el 1 y el 21 de diciembre de 2013 (período VI, casos 32-37, Tabla I). En este caso los eventos son breves pero claramente distinguibles. El primer evento puede observarse entre el 1 y 2 de diciembre (casos 32-34, Tabla I). Luego de unos días de relativamente baja actividad de OGA, el 7 de diciembre (caso 35, Tabla I) la energía espectral se intensifica abarcando casi toda la banda estudiada (10 a 150 min.). Posteriormente se registraron dos débiles eventos de OGA, el 13 y el 17 de diciembre, con contribuciones espectrales ubicadas en una banda de frecuencias relativamente acotada, asociada a períodos comprendidos entre 90 y 140 min., aproximadamente (casos 36 y 37, respectivamente, Tabla I).

Como se observa de las Figuras 4 a 9 y de la Tabla I, las OGA son un fenómeno relativamente frecuente en la región costera bonaerense. Puede apreciarse que las OGA no se manifiestan siempre con las mismas características. Es decir, las duraciones de los lapsos de actividad, la estructura espectral, la intensidad energética y las amplitudes son muy diferentes para cada caso. Finalmente, se realizó un análisis exploratorio particular sobre cada uno de los eventos y se observó que en algunos de ellos la actividad

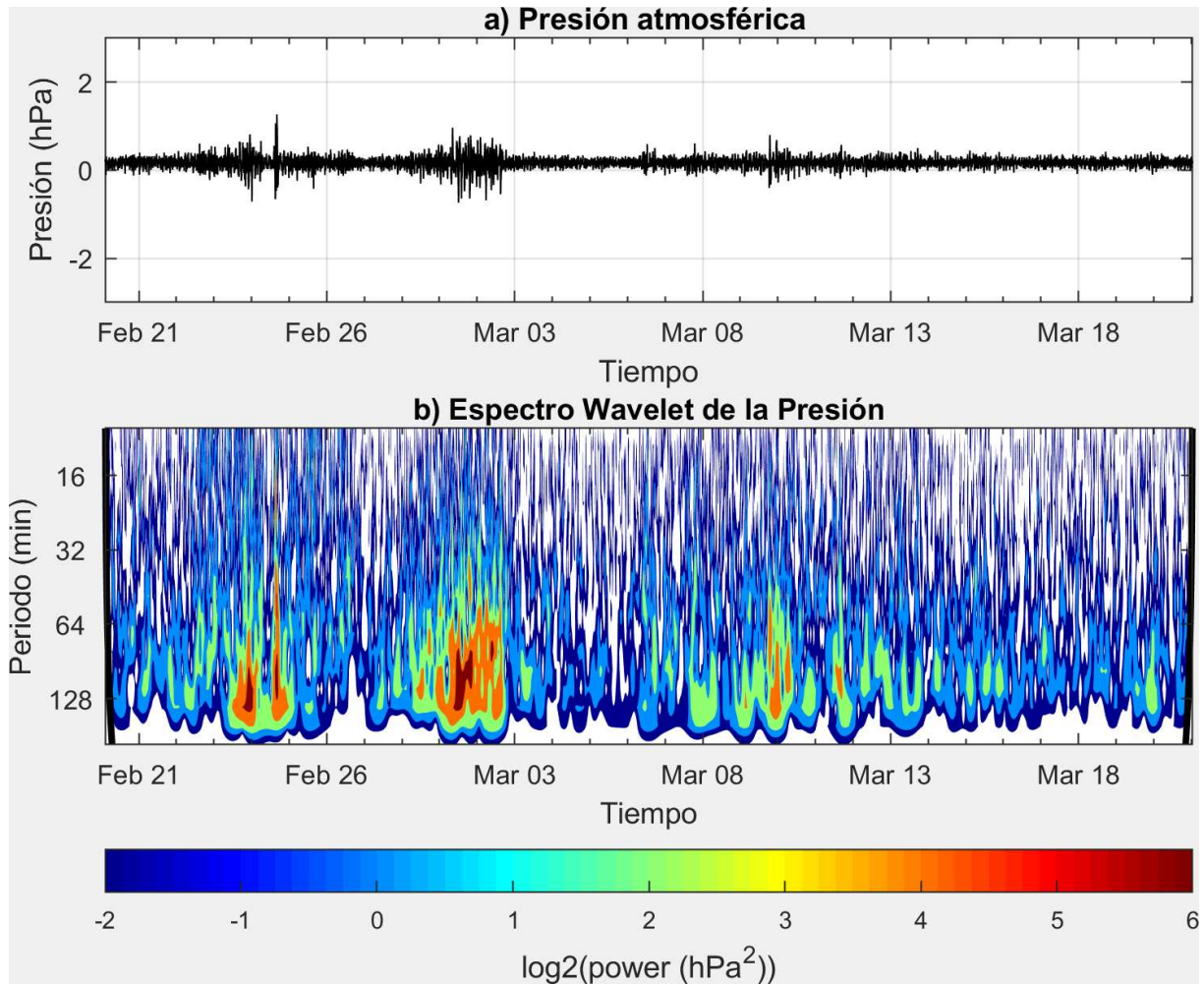


Figure 4: (a) Serie de presión atmosférica filtrada desde el 20 de febrero al 21 de marzo y (b) el respectivo espectro wavelet. A izquierda y derecha se indican los conos de incertidumbre.

de OGA puede manifestarse como un único paquete de ondas (Figura 3.a), en otros casos como fluctuaciones irregulares intermitentes con diferentes duraciones (Figura 3.b), o también como dos o más paquetes de ondas (Figura 3.c).

3.2 Presencia de frentes durante casos de OGA

Los frentes constituyen una fuente de OGA (Uccellini y Koch, 1987). Nuñez y otros (1998) también reportaron la presencia de un frente frío asociado a un sistema de baja presión en superficie durante un período de actividad de OGA en la costa bonaerense. En consecuencia se analizó si durante el desarrollo de cada uno de los casos de OGA (Tabla I) se observaba la presencia

de una zona frontal en la región de estudio. De las 37 situaciones sinópticas durante las cuales hubo actividad de OGA se encontró que 24 están asociados a frentes fríos (FF), 9 a frentes cálidos (FC) y 4 están relacionados con otros forzantes sinópticos. Es decir, de los 37 casos estudiados, en 33 se detectó la presencia de frentes en la zona de interés. Por lo tanto, si bien habría que realizar una investigación más profunda, en principio se podría considerar que la presencia de frentes en la región sería un indicador de actividad de OGA. En consecuencia, esto daría un primer indicio para la búsqueda de períodos activos de meteotsunamis en la región costera bonaerense.

Un análisis más detallado de la ubicación de

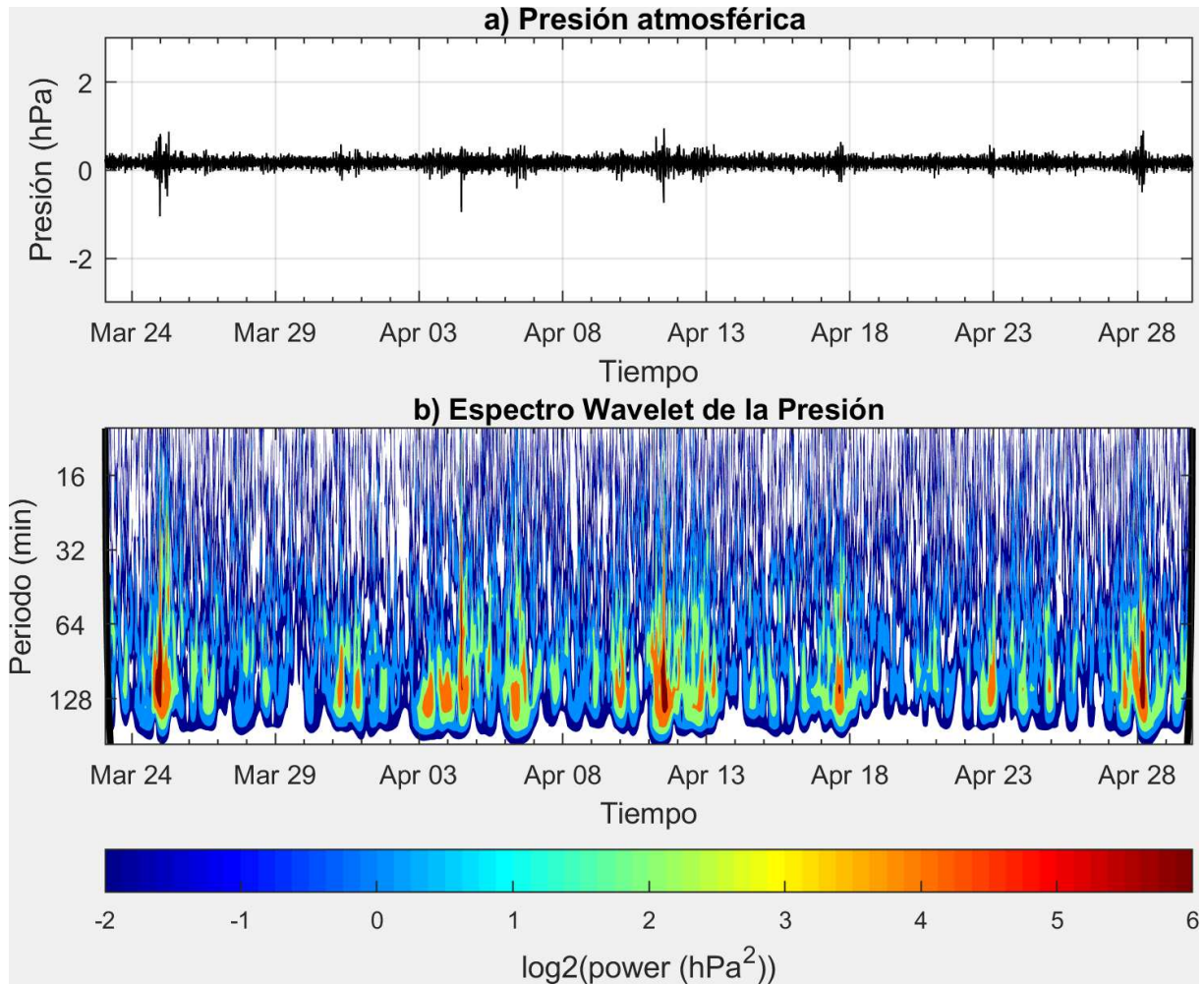


Figure 5: (a) Serie de presión atmosférica filtrada desde el 23 de marzo al 30 de abril y (b) el respectivo espectro wavelet. A izquierda y derecha se indican los conos de incertidumbre.

los FF y FC (33 casos) permitió conocer que la mayoría de los casos ocurren cuando una zona frontal se ubica al N de la Patagonia (16 casos) y luego se desplaza hacia el E o NE. Se observó, además, que algunos frentes se posicionaron al S de la provincia de Buenos Aires (2 fríos y 5 cálidos) mientras que otros lo hacen al N (3 fríos y 2 cálidos) o en el centro (2 fríos y 2 cálidos) de la provincia. A diferencia de lo señalado por Nuñez y otros (1998) se encontró que varios eventos de OGA están vinculados a la presencia de FC asociados a una masa de aire muy inestable y cálida, la cual favorece el desarrollo de lluvias y tormentas principalmente al S y en el litoral marítimo bonaerense. Por otro lado, se pudieron identificar 4 casos en los cuales las OGA no

estaban asociadas a la presencia de frentes sino que se observaron sistemas de bajas segregadas en niveles altos, frentes de origen polar al O de la provincia de Buenos Aires, o bien perturbaciones de onda corta precursoras de tormentas al N de la Patagonia, principalmente en el litoral marítimo. Si bien de los 37 casos en 33 se observaron frentes en superficie, los resultados obtenidos sugieren que el origen de las OGA podrían estar asociado a distintos forzantes (Fritts y Alexander, 2003) y no únicamente a sistemas frontales tal como se describiera en Nuñez y otros (1998). Es de destacar que gran parte de los casos estudiados están relacionados con la presencia de tormentas. Las mismas se desarrollan cerca de la costa, entre Bahía Blanca y Mar del Plata, tanto sobre el

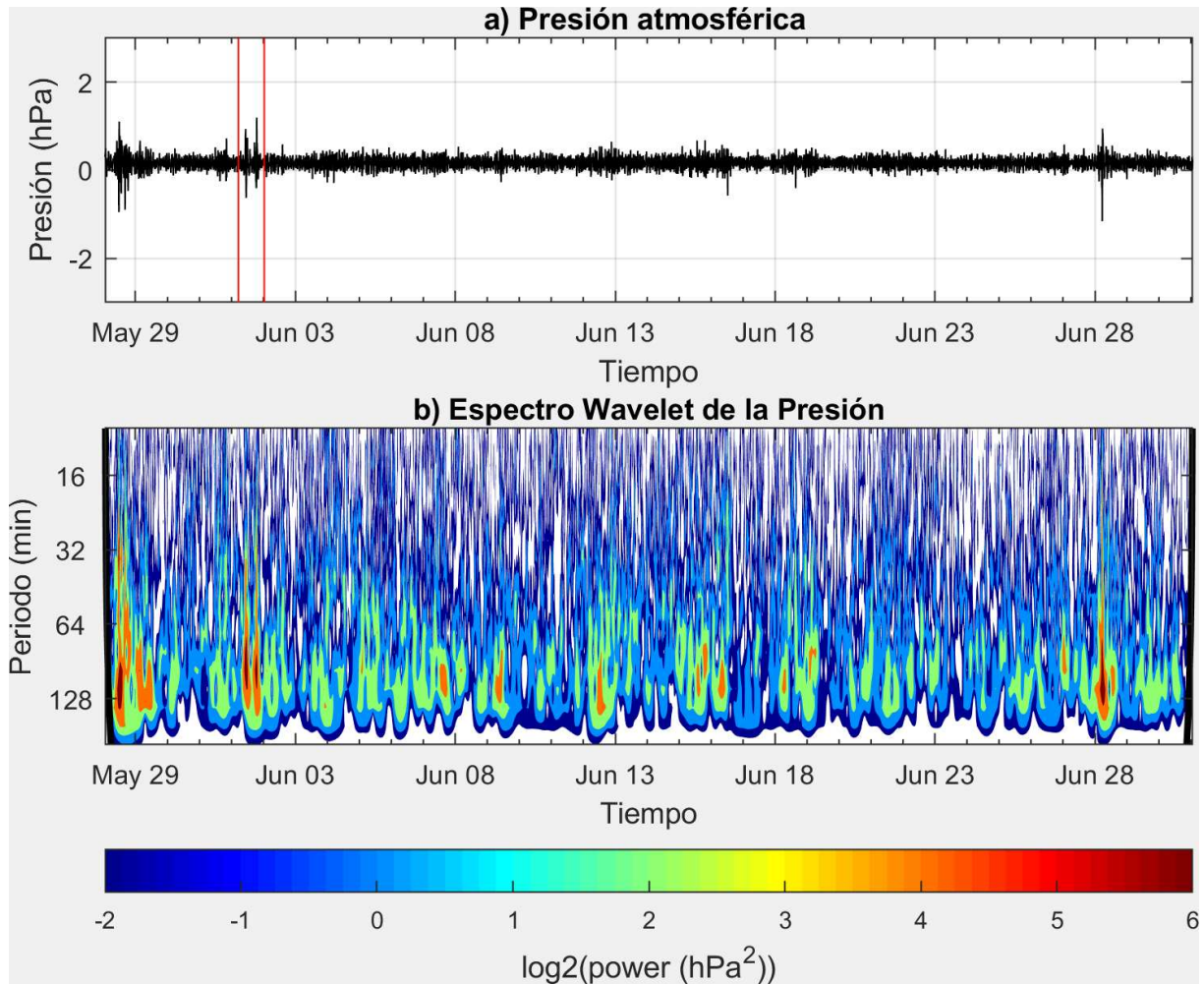


Figure 6: (a) Serie de presión atmosférica filtrada desde el 28 de mayo al 31 de junio (entre líneas verticales rojas se delimita al evento simulado numéricamente) y (b) el respectivo espectro wavelet. A izquierda y derecha se indican los conos de incertidumbre.

continente como en el océano. Considerando que los datos de campo son insuficientes como para avanzar en el estudio de las OGA, sobre todo en lo que se refiere a la dirección de propagación, el análisis descrito en este trabajo se complementó con simulaciones numéricas realizadas con el modelo WRF.

3.3 Descripción y modelado numérico de situaciones sinópticas asociada a las OGA.

Con el fin de obtener detalles de la propagación de OGA se modelaron dos situaciones, una ocurrida en junio (caso 11, Tabla I) y la otra en diciembre (casos 32-34, Tabla I) de

2013. Ambas situaciones fueron seleccionadas ya que para las mismas se dispone de series de datos en donde se observa actividad simultánea e intensa de OGA y de meteotsunamis. De esta manera, es factible encarar el estudio numérico de la generación de meteotsunamis a través de OGA. Dichos eventos de OGA ocurrieron en distintos entornos sinópticos, uno en presencia de un FF (caso 11) y otro durante un FC (casos 32-34) el cual evolucionó como FF. Además, durante dichas situaciones se detectaron tsunamis meteorológicos en Mar del Plata. Se recurrió entonces a la simulación numérica de las dos situaciones mencionadas implementando el modelo WRF. Este modelo permite representar

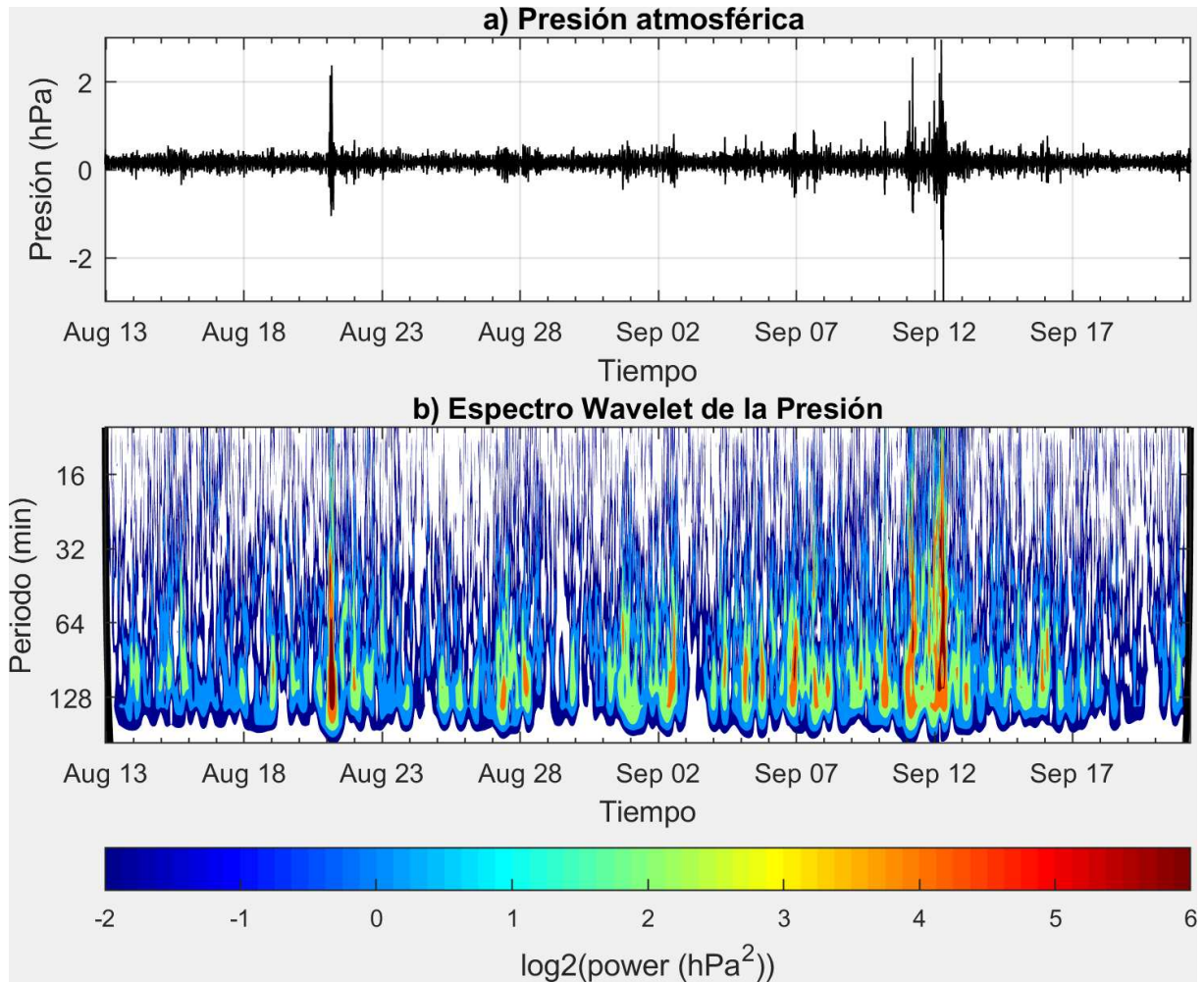


Figure 7: (a) Serie de presión atmosférica filtrada desde el 12 de agosto al 20 de septiembre y (b) el respectivo espectro wavelet. A izquierda y derecha se indican los conos de incertidumbre.

las condiciones que dieron lugar al desarrollo de las OGA y simular su evolución espacio-temporal en alta resolución. El análisis detallado de los procesos involucrados al origen, desarrollo, sostenimiento y decaimiento de las OGA supera el objetivo del presente estudio y será investigado en un trabajo futuro. La información de campo en alta resolución temporal es muy escasa en la región, como se explicó, tan sólo se dispone de la estación Davis instalada en el INIDEP como para validar las series de presión atmosférica en alta frecuencia simuladas por WRF. A modo de ejemplo, en la Figura 10, se presentan las series de presión observada en el INIDEP (filtrada y sin filtrar) y simulada (filtrada) correspondientes a los casos 32-34 (Tabla I) en el nodo más

cercano al INIDEP (aproximadamente a 2 km de distancia) y sus respectivos wavelets. En la Figura 10.a se aprecia un decrecimiento general de la presión atmosférica entre 1021 y 1016 hPa, entre el 1ro. y el 2 de diciembre de 2013. Hacia el final del 1ro. de diciembre se observan dos perturbaciones de alta frecuencia que superan los 4 hPa (entre valle y cresta). Aunque el modelo WRF subestima en aproximadamente 2 hPa el pico máximo de la fluctuación bórica observada (Figura. 10.b), se aprecia que logra representar temporalmente bien el lapso de mayor actividad de OGA y la posición de las fluctuaciones principales. Resultados similares a estos fueron reportados por Renault y otros (2011) utilizando el modelo WRF en la región

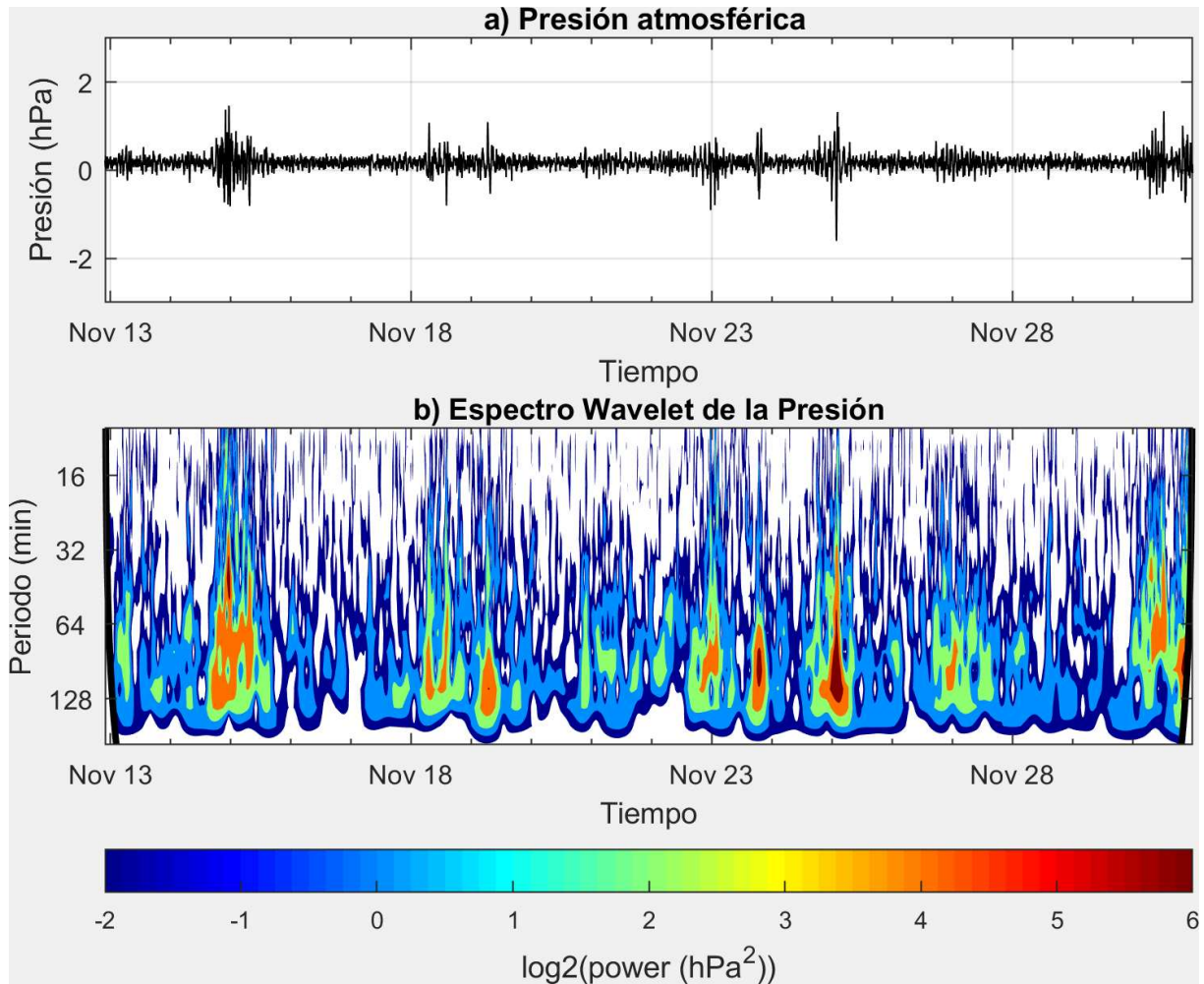


Figure 8: (a) Serie de presión atmosférica filtrada desde el 12 al 30 de noviembre y (b) el respectivo espectro wavelet. A izquierda y derecha se indican los conos de incertidumbre.

de las islas Baleares. En la Figura 10.c y d se muestran los wavelets para la serie de presión atmosférica filtrada modelada y medida, respectivamente. En ambas figuras los máximos de energía cubren un rango de períodos entre 1 y 3 h, aproximadamente, y poseen una estructura espectral muy parecida. Esto muestra que la arquitectura implementada para el modelo WRF logra representar razonablemente las OGA en la región costera bonaerense.

El 1ro. de junio a las 00Z un sistema de baja presión en superficie con una vaguada en niveles medios se ubicó en las costas de Chile, y se propagó hacia el E con un flujo del O sobre el S de Buenos Aires. Un FF débil se desplazaba

hacia el E de Mar del Plata con fuerte desarrollo convectivo desde Uruguay hacia el S (figura no mostrada). Rápidamente comenzó a formarse un sistema frontal al N de la Patagonia con un sistema nuboso en forma de banda ubicado por delante del FF. Hacia las 05Z, momentos antes de la ocurrencia de la rápida fluctuación de la presión de superficie (Figura 6.a), el FF se localizó al O de La Pampa extendiéndose hasta la península de Valdés. A las 10Z la perturbación se desplazó hacia el E alcanzado el S de la provincia de Buenos Aires, con desarrollos convectivos en forma de banda claramente observables en la imagen de topes nubosos (Figura 11.a y c). El modelo WRF representó adecuadamente el avance del frente (caso 11), con el flujo del NO

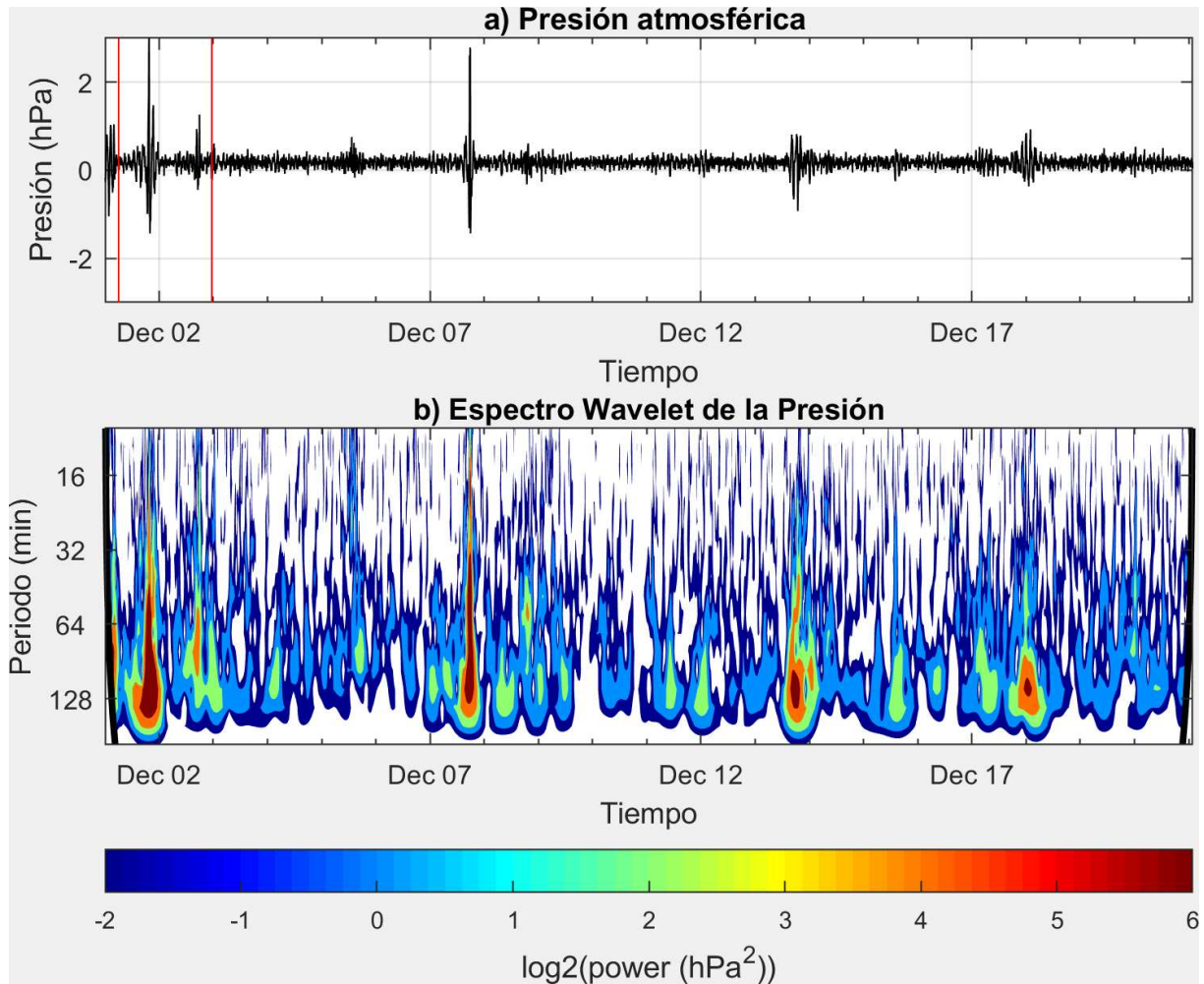


Figure 9: (a) Serie de presión atmosférica filtrada desde el 1ro. al 21 de diciembre (entre líneas verticales rojas se delimita al evento simulado numéricamente) y (b) el respectivo espectro wavelet. A izquierda y derecha se indican los conos de incertidumbre.

asociado al avance de la vaguada frontal que se detecta en el campo de presión y viento a nivel del mar. A las 14Z (Figura 11.b y d) se observa que el eje de la vaguada frontal se posicionó al O de la provincia de Buenos Aires presentando un desarrollo convectivo más debilitado tanto por delante como por detrás del FF mientras que en el litoral oceánico la nubosidad presenta un mayor desarrollo vertical siguiendo a la zona frontal hasta la parte ocluida del frente ubicada al este de la costa norte Patagónica. Luego, el sistema frontal se desplazó hacia el E y hacia el final del evento (02/06/2013 00Z) se ubicó cerca de Mar de Plata.

A diferencia del caso 11, la segunda situación analizada (casos 32-34) comenzó con un FC ubicado al S de la provincia de Buenos Aires y con la presencia de una masa de aire cálida e inestable en la región de Buenos Aires y La Pampa. Junto al frente se posicionó una onda corta en niveles medios de la atmósfera al SO de Buenos Aires que favoreció desarrollos convectivos en el litoral marítimo hasta Mar del Plata. Las tormentas se mantuvieron al S de la costa durante el desarrollo de la perturbación de la presión entre las 06Z y las 10Z (figura no mostrada). A las 18Z una vaguada invertida se posiciona al S de la costa bonaerense, con flujo del NO y con desarrollo de tormentas

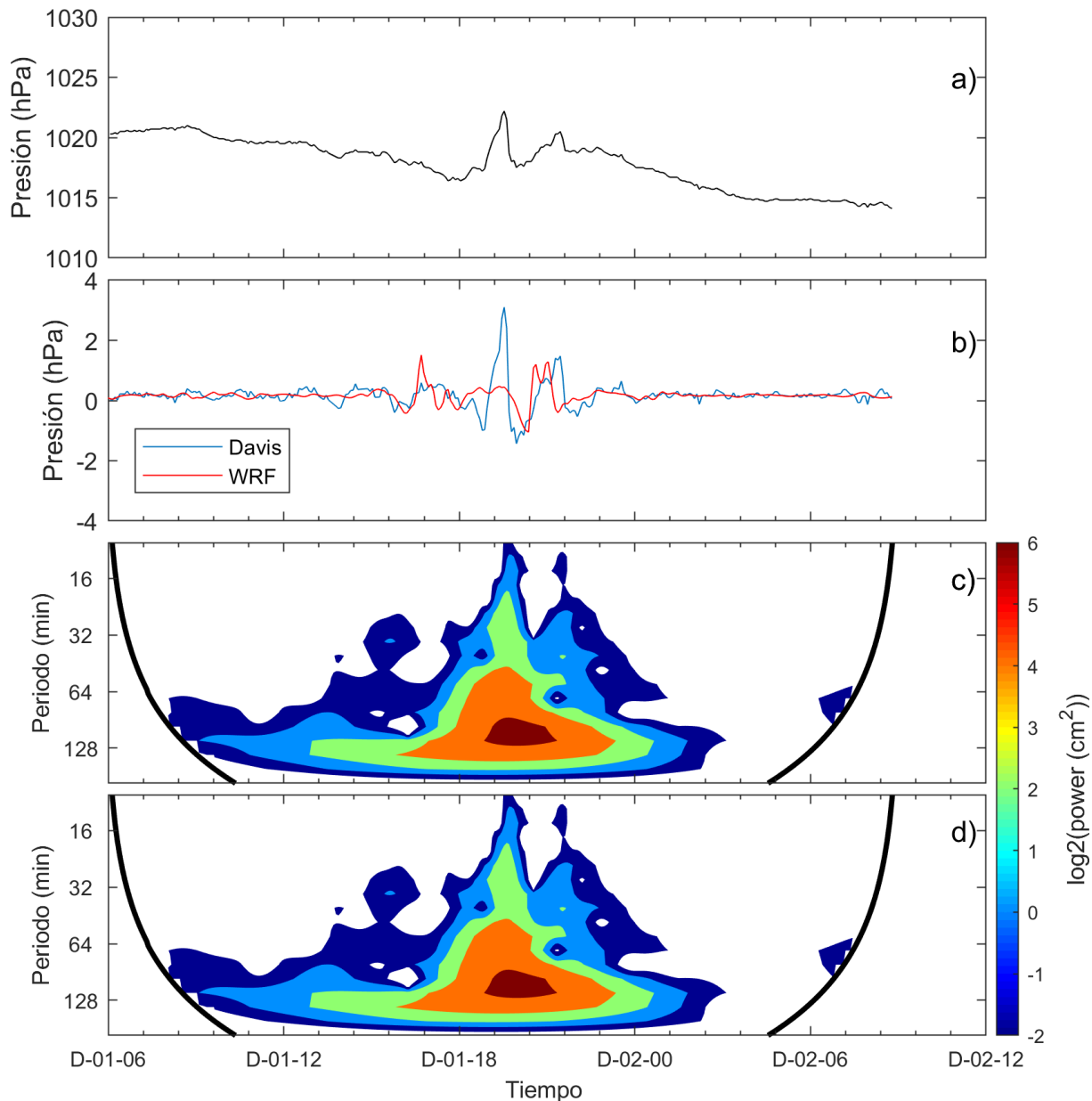


Figure 10: Presión atmosférica (a) observada, (b) filtradas para las series observada (INIDEP) y simulada (WRF), (c) wavelet de la serie de presión simulada filtrada, y (d) wavelet para la serie de presión observada filtrada, correspondiente a los casos 32-34 en Mar del Plata.

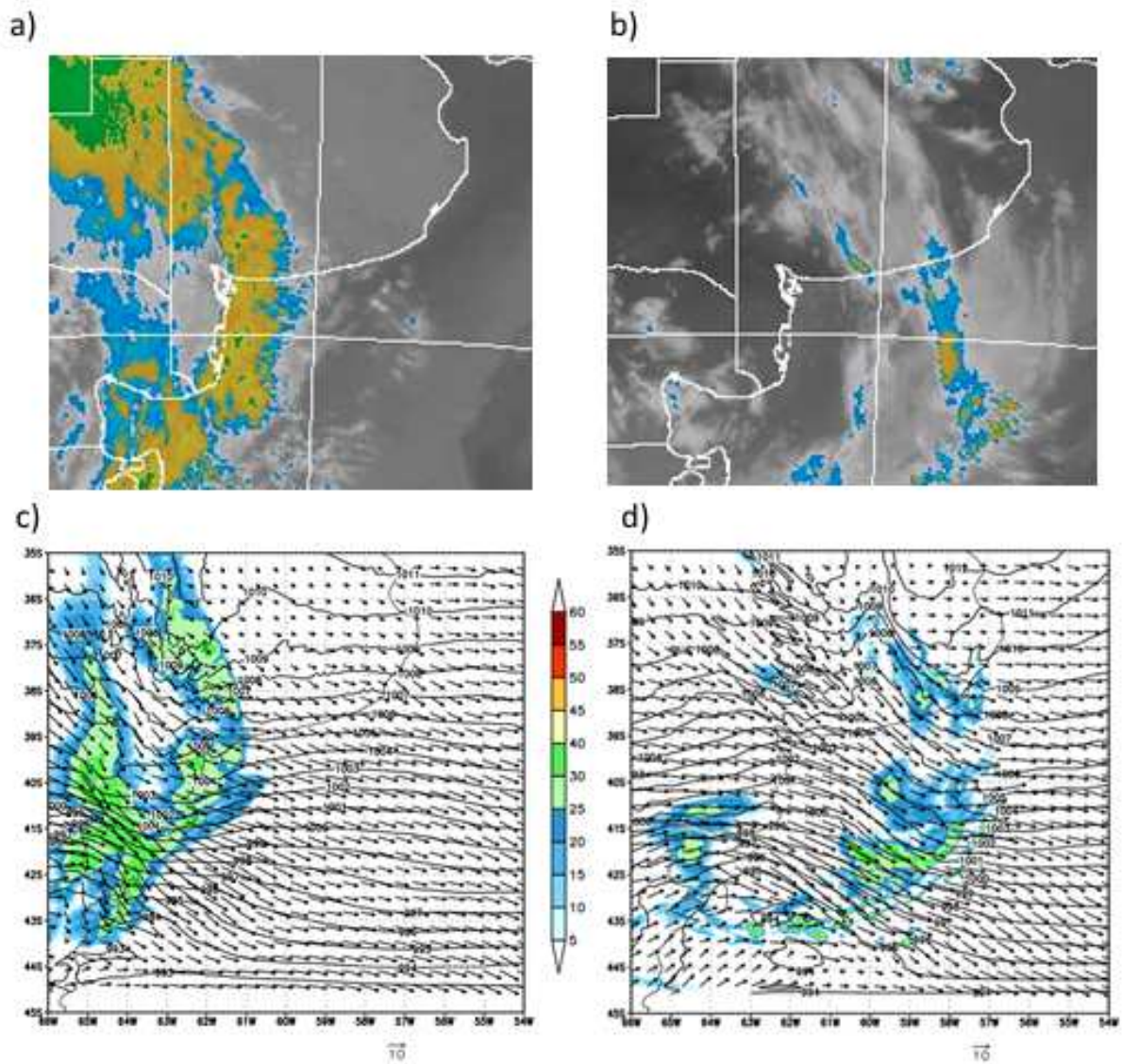


Figure 11: Temperatura de topos nubosos obtenida de GOES/13 - SMN: (a) 1ro. de junio 10Z y (b) 14Z, y reflectividad (dBz, paleta de colores), presión atmosférica a nivel del mar (hPa, contornos) y viento a 10 m (ms^{-1} , flechas) obtenidas del modelo WRF: (c) 1ro. de junio 10Z y (d) 14Z.

que se identifican con los topes nubosos de la imagen de satélite y de reflectividad del modelo (Figura 13.a y c). El modelo WRF simuló adecuadamente la posición del FC. Más tarde, una nueva perturbación de niveles medios al N de la Patagonia favoreció la transformación del FC en un FF con orientación NO-SE ubicado al S de la provincia de Buenos Aires (Figura 13.b). Este FF está asociado a nuevos eventos de OGA (casos 33 y 34), luego el frente se movió lentamente hacia el E presentando desarrollos convectivos cerca de Mar del Plata y en el océano adyacente (Figura 13.b y d). En ambas situaciones analizadas existió una zona frontal pero las situaciones sinópticas fueron diferentes. En la primera (caso 11) se observó un FF con un ciclón en superficie al S de la provincia de Buenos Aires y sobre el océano. En cambio, la segunda (casos 32-34), se caracterizó por la presencia de un FC al S de Buenos Aires que luego se desplazó hacia el NO como FF.

Se observó que el modelo WRF fue capaz de simular el entorno sinóptico y de mesoescala asociados a los eventos de OGA, como así también a las fluctuaciones barométricas de alta frecuencia. En ambas situaciones se examinó la propagación de las OGA mediante el campo de perturbaciones de presión al nivel del mar, obtenidas a través de un filtrado numérico (Figuras 12 y 14). En la Figura 12 se presentan los campos de presión filtrada para el 1ro. de junio de 2013 entre las 10 y 13Z. En las mismas se observa que las OGA se propagan predominantemente de O a E, coincidentemente con la dirección de propagación de los sistemas sinópticos, con perturbaciones b́aricas comprendidas entre -0.8 y 1 hPa. Se observa, adeḿas, un fuerte patrón de propagación de OGA en la zona adyacente a Bahía Blanca, sobre la Provincia de Buenos Aires (Figura 12 c y d). Sin embargo, dado que el principal interés de este trabajo es el estudio de la propagación de OGA en la zona costera bonaerense, con miras a la generación de meteotsunamis, dicho patrón aunque más intenso que el costero, no es analizado en detalle. De la misma manera, en la Figura 14 se muestran los campos correspondientes al 1ro. de diciembre de

2013 entre las 20 y 23Z. Inicialmente se ve que la actividad de OGA está acotada entre Necochea y Mar del Plata, aproximadamente. En los campos presentados se aprecia que el tren de OGA también se propaga predominantemente hacia el E. Para este evento simulado las perturbaciones b́aricas que fluctúan entre -1.2 y 1 hPa.

A modo de ejemplo, se presentan las series de presión atmosférica (filtradas) para el caso 33 a lo largo de una transecta orientada en la dirección de propagación del frente (SSO-NNE). Sobre la misma se analizó la presión en seis sitios, equi-espaciados 90 km, los cuales se indican como 1-6 en la Figura 1. Se obtuvo que las perturbaciones asociadas a las OGA son débiles (<0.3 hPa) para los sitios 1, 5 y 6 (Figura 15). La actividad se manifiesta más intensamente alcanzando fluctuaciones del orden de 1 hPa entre los sitios 2-4, con valores máximos de hasta 2 hPa en el sitio 3. Del análisis de la Figura 15 se aprecia que para el caso simulado (33) la zona de mayor actividad de OGA se acota a una franja de latitudes relativamente angosta, ubicada en torno de los 38° S, en la zona de Mar del Plata. El análisis de la variabilidad espacial y de la amplificación de OGA en este sector de la provincia de Buenos Aires merece un estudio numérico particular el cual escapa a los objetivos planteados en el presente trabajo.

Los escasos antecedentes disponibles para la región (Nuñez y otros, 1998) sugirieron que las OGA se propagan en la misma dirección que la corriente en chorro intensa de altura (CCi), es decir, hacia el SE. Sin embargo, en el caso 11 se observan trenes de OGA propagándose hacia el E-NE siguiendo al FF y no se apreció a la CCi. El eje de entrada del máximo de viento en altura se ubicó sobre el océano Atlántico en 50° S y no superó los 60 ms^{-1} (figura no mostrada). En el caso 32-34 se observan perturbaciones de presión superiores a 0.5 hPa en la región costera de Buenos Aires (Figura 14), indicando también la propagación de OGA hacia el E-NE. Durante esta situación la propagación de OGA es paralela al FC y sigue el desplazamiento de las tormentas que se ubicaron levemente hacia el N de la costa

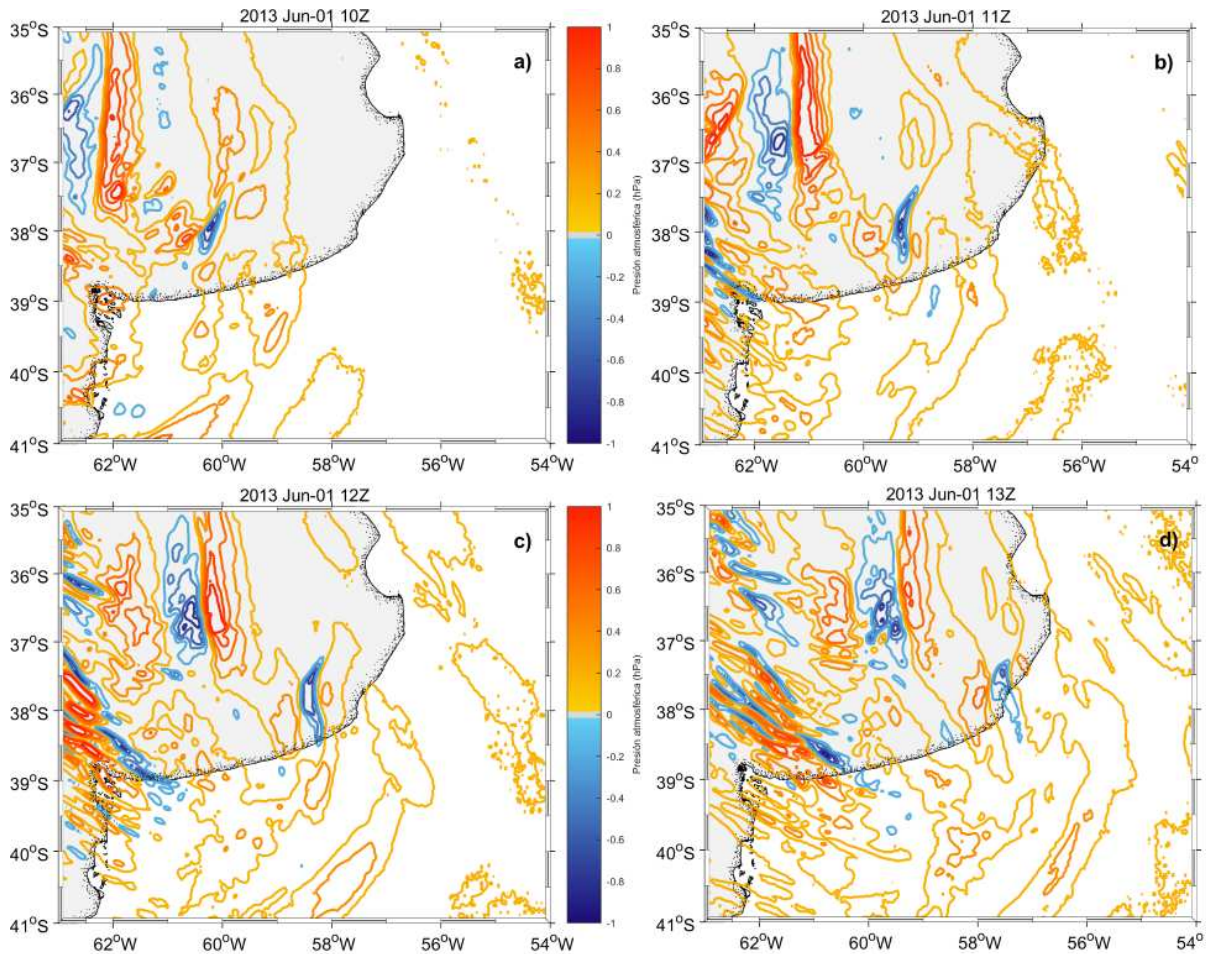


Figure 12: Campos de presión atmosférica filtrada (contornos en hPa, los tonos anaranjados/rojizos indican valores mayores que cero y los celestes/azulados menores que cero) para el 1ro. de junio 2013 (a) 10Z, (b) 11Z, (c) 12Z y (d) 13Z.

bonaerense. Este caso guarda algunas similitudes con el modelo propuesto por Uccellini y Koch (1987). Dicho modelo postula que las OGA se desarrollan en el punto de inflexión entre la parte delantera de la vaguada y la trasera de la cuña, y se propagarían hacia el SE (lado polar) siguiendo el movimiento del flujo, coincidiendo con lo sugerido por Nuñez y otros (1998). Sin embargo, durante este evento no se observó la clara presencia de una CCi en niveles altos. Tan solo se apreció un máximo local de viento de 30 ms^{-1} en 300 hPa en la parte delantera de la vaguada de onda corta (42° S , 57° O) estando el eje de salida de la CC al S de la provincia de Buenos Aires (figura no mostrada). Las perturbaciones de presión asociadas a las

OGA se ubicaron del lado polar del FC y se propagaron siguiendo la posición de la zona convectiva, como se aprecia en la Figura 14. En este caso la convección profunda podría ser el indicador de la presencia de OGA y reforzaría la presencia de las mismas (Fritts y Alexander, 2003). Esto último podría estar relacionado, tal como muestran los resultados del modelo WRF, con las descendentes de la precipitación que podrían generar una perturbación positiva en la presión de superficie reforzando el desarrollo de las OGA. Aquí aparecería una dificultad adicional para modelar a las OGA, dado que si bien el WRF es capaz de simular la convección, no se puede garantizar que éste represente correctamente la ubicación y el momento exacto

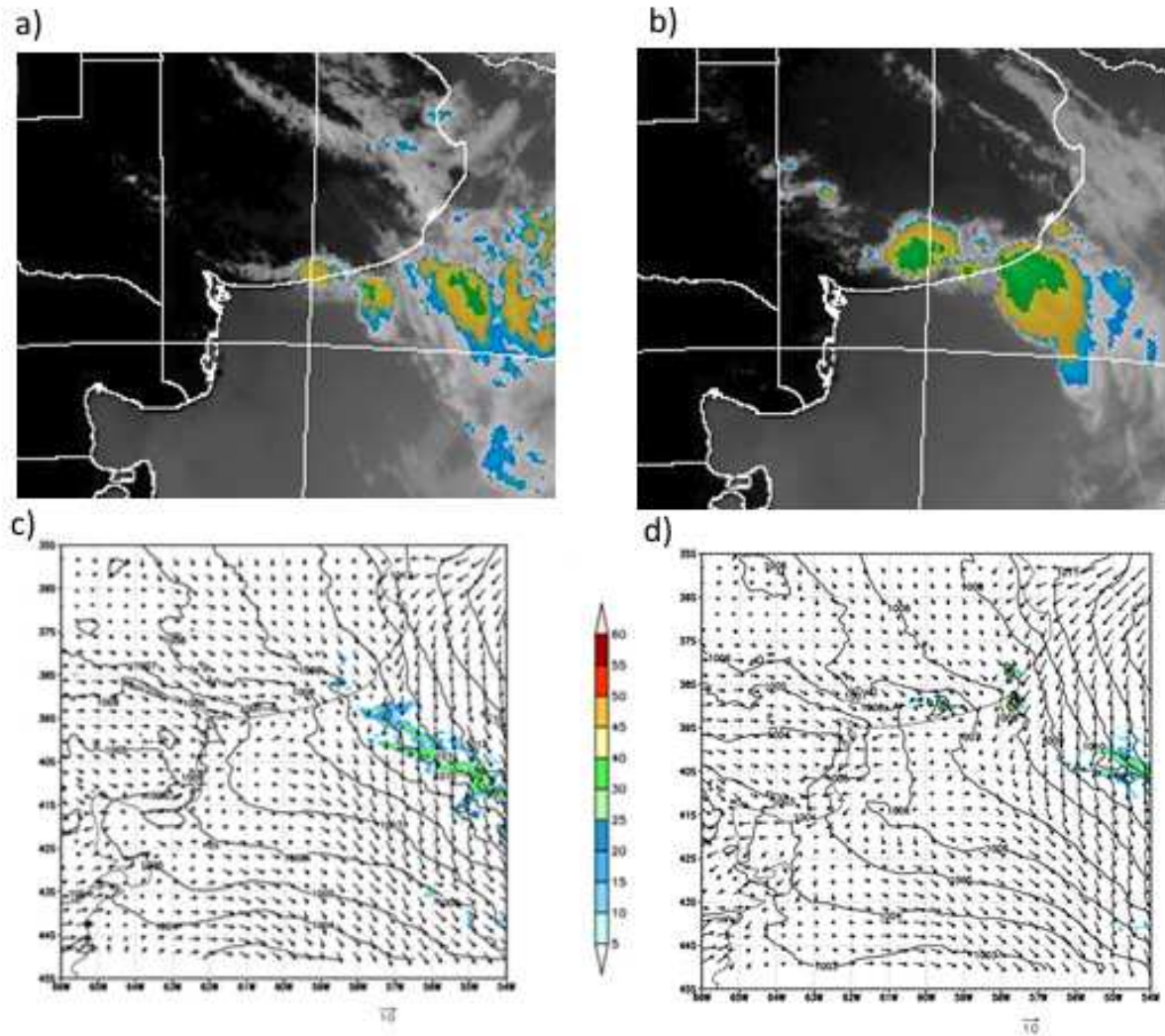


Figure 13: Temperatura de topos nubosos obtenidas de GOES/13 - SMN: (a) 1ro. de diciembre 18Z y (b) 21Z, y reflectividad (dBz, paleta de colores), presión atmosférica a nivel del mar (hPa, contornos) y viento a 10 m (ms^{-1} , flechas) obtenidas del modelo WRF: (c) 1ro. de diciembre 18Z y (d) 21Z.

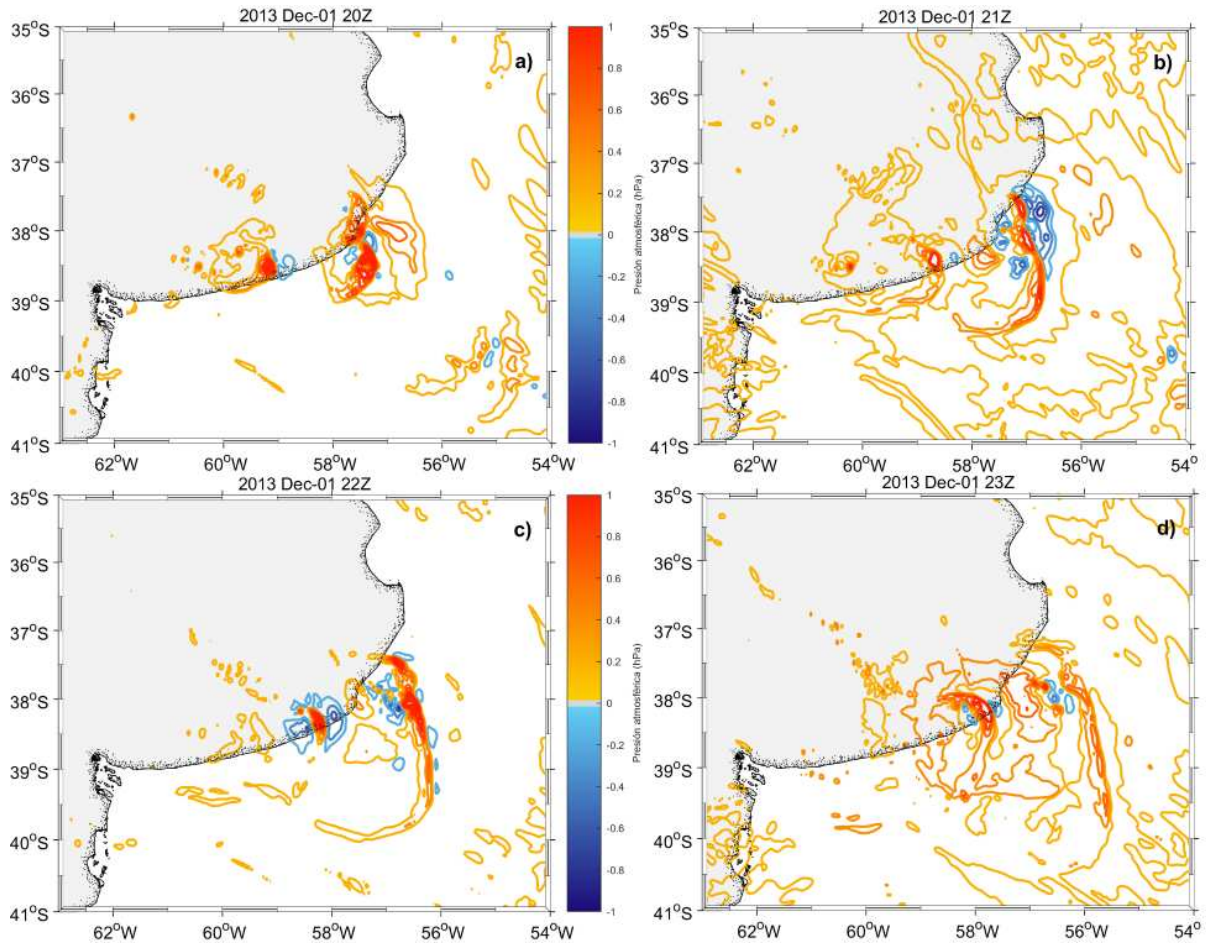


Figure 14: Campos de presión atmosférica filtrada (contornos en hPa, los tonos anaranjados/rojizos indican valores mayores que cero y los celestes/azulados menores que cero) para el 1ro. de diciembre 2013 (a) 20Z, (b) 21Z, (c) 22Z y (d) 23Z.

de la convección. Estos resultados preliminares, si bien inéditos para la región, requieren de un estudio más profundo que involucre una mayor cantidad de eventos para determinar los mecanismos que generan, sostienen y determinan la propagación de OGA en la provincia de Buenos Aires.

4. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se caracterizó la duración típica, las amplitudes máximas y el rango de periodicidades esperable de las OGA registradas en Mar del Plata en 2013. Por otro lado, se catalogaron las situaciones sinópticas en las cuales se desarrollaron los 37 casos de OGA detectados. Complementado este estudio se

implementó el modelo WRF en alta resolución y se exploró su capacidad para simular la propagación de OGA en la región bonaerense.

Del análisis realizado sobre cada caso de actividad de OGA se obtuvo que, en general, duran entre 5 y 20 h y que las máximas fluctuaciones de presión están comprendidas entre 0.5 y 2 hPa, con periodicidades típicas entre 30 y 150 min. De los 37 casos detectados se encontró que 24 están asociados a FF, 9 a FC, y 4 están relacionados con otros forzantes sinópticos. Un análisis más detallado de la ubicación de los FFs y FCs (33 casos) permitió conocer que la mayoría de los casos tienen lugar cuando se ubica una zona frontal al N de la Patagonia (16 casos)

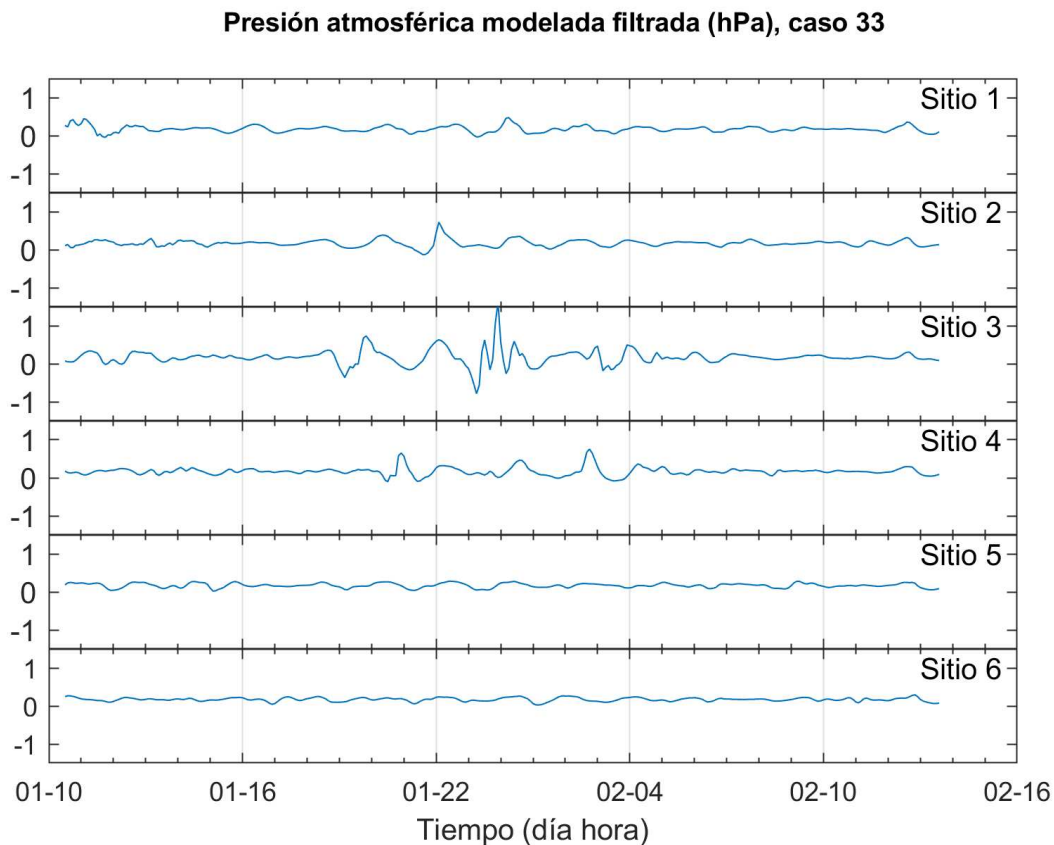


Figure 15: Presión atmosférica modelada (WRF) filtrada para el evento 33 (Tabla I) para 6 sitios indicados con cruces en la Figura 1.

que se desplaza hacia el E o NE (Tabla I).

Se concluye que las OGA son un fenómeno relativamente frecuente en la región costera bonaerense. Se realizó un estudio exploratorio particular sobre cada uno de los eventos y se observó que en algunos de ellos la actividad de OGA puede manifestarse como un único paquete de ondas (Figura 3.a), en otros casos como fluctuaciones irregulares con diferentes duraciones (Figura 3.b), o también como dos o más paquetes de ondas (Figura 3.c). Esto queda claramente visualizado a través del análisis realizado con el método espectral wavelet (Figuras 4 a 9). De dicho análisis puede apreciarse que las duraciones de los lapsos de actividad, la estructura espectral, la intensidad energética y las amplitudes de las OGA son variables para cada evento.

Se implementó el modelo numérico de alta resolución WRF para estudiar los campos de OGA (principalmente dirección de propagación y amplitud) en la región de estudio, con el fin de obtener un forzante atmosférico realista para la generación de meteotsunamis. Se simularon dos situaciones, una ocurrida en junio (caso 11) y otra en diciembre (caso 33) de 2013 (Tabla I). En la primera se observó un FF y un ciclón en superficie al S de la provincia de Buenos Aires y sobre el océano. En cambio, en la segunda, se observó un FC al S de Buenos Aires que luego se desplazó hacia el NO como FF. En ambos casos el modelo WRF logró simular el entorno sinóptico y de mesoescala, como así también las fluctuaciones barométricas asociadas a las OGA. En el caso 11 las OGA se propagan hacia el E-NE siguiendo al FF (Figura 12.c y d), no observándose la CCI. En el caso 33 la propagación de OGA también es hacia el

E-NE (Figura 14.c y d) pero paralelamente al FC, notándose algunas similitudes con el modelo propuesto por Uccellini y Koch (1987) y con lo hallado por Nuñez y otros (1998). Los resultados obtenidos con el modelo WRF, sobre la base de dos eventos activos de OGA simulados, indican que la dirección predominante de propagación en la región costera bonaerense sería hacia en E-NE, difiriendo de lo hallado por Nuñez y otros (1998) quienes señalaron, basados en especulaciones teóricas, que la misma sería hacia el ESE-SE. Los resultados de este trabajo, si bien son preliminares, representan la primera investigación que documenta la existencia de las OGA en la costa bonaerense como un fenómeno frecuente. Además, los resultados obtenidos manifiestan la necesidad de avanzar en el conocimiento de las OGA en la región.

Acknowledgments: Parte de las tareas desarrolladas en el presente trabajo fueron financiadas con fondos provenientes del PIP 0174 (CONICET). Los autores de este trabajo agradecen los comentarios y sugerencias de los dos revisores anónimos.

REFERENCES

- Alexander, M. J., Holton, J. R., and Durran, D. R., 1955: The gravity Wave Response above Deep Convection in a Squall Line Simulation. *J Atmos Sci*; 52(12).
- Chagnon, J. M., and Bannon, P. R., 2005: Wave Response during Hydrostatic and Geostrophic Adjustment. Part I: Transient Dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, <https://doi.org/10.1175/JAS3283.1>
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569–585.
- Costantino, L., Heinrich, P., Mzé, N. and Hauchecorne A. 2015: Convective Gravity Wave Propagation and Breaking in the Stratosphere: Comparison between WRF Model Simulations and Lidar Data.” *Annales Geophysicae*, vol. 33, no. 9, 2015, pp. 1155–71, doi:10.5194/angeo-33-1155.
- Daubechies, I., 1990: The wavelet transform time-frequency localization and signal analysis. *IEEE Trans. Inform. Theory* 36: 961–1004.
- Dragani, W. C., Mazio, C. A., and Nuñez, M. N., 2002: Sea level oscillations in coastal waters of the Buenos Aires province, Argentina. *Continental Shelf Research*, 22 (5), 779-790. doi: 10.1016/S0278-4343(01)00096-6
- Dragani, W. C., 2007: Numerical experiments on the generation of long ocean waves in coastal waters of the Buenos Aires province, Argentina. *Continental Shelf Research*, 27 (5), 699-712. doi: 10.1016/j.csr.2006.11.009
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077–3107.
- Fovell, R. G., 2002: Upstream influence of numerically simulated squall-line storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128: 893–912. doi:10.1256/0035900021643737
- Fritts, D. C., and Luo Z., 1992: Gravity Wave Excitation by Geostrophic Adjustment of the Jet Stream. Part I: Two-Dimensional Forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1992\)049<0681:GWEBGA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<0681:GWEBGA>2.0.CO;2)
- Fritts, D.C., and Alexander, M.J., 2003: Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Reviews of geophysics*, 41(1).
- Gall, R. I., Williams, R. T., and Clark, T. L., 1988: Gravity waves generated during frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2204–2219.
- Gossard, E., and Munk, W., 1954: On gravity waves in the atmosphere. *Journal of Meteorology*, 11(4), 259-269.
- Grimsdell, A. W., Alexander, M. J., May, P. T., and Hoffmann, L., 2010: Model Study of Waves Generated by Convection with Direct Validation via Satellite. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(5).
- Gu, D. and Philander, S.G.H., 1995: Secular

- changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. *Journal of Climate*, 8(4), pp.864-876.
- Hamming, R. W., 1977: *Digital Filters*. Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall.
- Hoffmann, L. and Alexander, M.J., 2010: Occurrence frequency of convective gravity waves during the North American thunderstorm season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D20).
- Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen, 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 132, 103–120.
- Janjic, Z. I., 2002: Nonsingular Implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model, NCEP Office Note, No. 437, 61 pp.
- Kruse, C. G., and Smith R.B, 2015: Gravity Wave Diagnostics and Characteristics in Mesoscale Fields. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 72, no. 11, 2015, pp. 4372–92, doi:10.1175/JAS-D-15-0079.1.
- Lau K. M., and Weng, H. 1995: Climate signal detection using wavelet transform: how to make a time series sing. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 76(12): 2391–2402
- Lilly, D. K., and Kenned and P. J., 1973. Observations of a stationary mountain wave and its associated momentum flux and energy dissipation, *J. Atmos. Sci.*, 30, 1135–1152.
- Lindzen, R. S., and Chapman, S., 1969: *Atmospheric Tides*, 200 pp. D. Reidel, Norwell, Mass.
- Lindzen, R. S., and Tung, K. K. ,1976: Banded convective activity and ducted gravity waves. *Monthly Weather Review*, 104(12), 1602-1617.
- Long, R. R., 1955: Some aspects of the flow of stratified fluids, III, Continuous density gradients, *Tellus*, 7, 341–357,
- Mastrantonio, G., Einaudi, F., Fua, D., and Lalas, D. P., 1976: Generation of gravity waves by jet streams in the atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(9), 1730-1738.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16663–16682.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851–875.
- Núñez, M. N., Mazio, C. A., and Dragani, W. C., 1998: Estudio espectral de un lapso de intensa actividad de ondas de gravedad atmosféricas registradas en la costa bonaerense argentina. *Meteorológica*, 23(1), 47-54.
- O’sullivan, D., and Dunkerton, T. J. ,1995: Generation of inertia–gravity waves in a simulated life cycle of baroclinic instability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(21), 3695-3716.
- Palm, E., 1955: *Multiple Layer Mountain Wave Models with Constant Stability and Shear*. University of California, Autobarotropic Flow Project.
- Pérez, I., and Dragani, W. C., 2017: Spectral variability in high frequency in sea level and atmospheric pressure on Buenos Aires Coast, Argentina. *Brazilian Journal of Oceanography*, 65(1), pp.69-78.
- Plougonven, R., and Zhang, F., 2013: Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts. *Reviews of Geophysics*, 52(1), 33-76.
- Possia, N., Cerne, B., and Campetella, C., 2014: Descripción de las variaciones horarias medias de presión en la Argentina y su influencia en los sistemas béricos. *Meteorologica*, 39(1), 59-71.
- Queney, P., 1948: The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 16-26.
- Renault, L., Vizoso, G., Jansá, A. Wilkin, J. and Tintoré, J. 2011: Toward the Predictability of Meteotsunamis in the Balearic Sea Using Regional Nested Atmosphere and Ocean Models.” *Geophysical Research Letters*, vol. 38, no. 10, 2011, p. n/a-n/a, doi:10.1029/2011GL047361.
- Reeder, M. J., and M. Griffiths, 1996:

- Stratospheric inertia-gravity waves generated in a numerical model of frontogenesis. I: Wave sources, generation mechanisms and momentum fluxes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122, 1175–1195.
- Sawyer, J. S., 1959: The introduction of the effects of topography into methods of numerical forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 85(363), 31-43.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 75(323), 41-56.
- Shapiro, R., 1970: Smoothing, filtering, and boundary effects. *Reviews of geophysics*, 8(2), pp.359-387.
- Shen, B. W., y Lin, Y. L, 1999: Effects of Critical Levels on Two-Dimensional Back-Sheared Flow over an Isolated Mountain Ridge on an f Plane. *J. of the Atmospheric Sciences*, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<3286:E0CLOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<3286:E0CLOT>2.0.CO;2)
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B. , Dudhia, J. , Gill, D. O., Barker, D. M. , Duda, M. G., Huang, X. Y., Wang, W., and Powers, J. G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN-475+STR, 125 pp.
- Su, T., and Zhai G., 2017: The Role of Convectively Generated Gravity Waves on Convective Initiation: A Case Study. *Monthly Weather Review*, vol. 145, pp. 335–59, doi:10.1175/MWR-D-16-0196.1.
- Tanaka, K., Gohara, S., Koga, T., Yamaguchi, R. and Yamada, F., 2014: Abiki oscillations in Sakitsu Bay, west Kyushu, Japan. *Natural hazards*, 74(1), pp.233-250.
- Torre, A., Alexander, P., Hierro, R., Llamedo, P., Rolla, A., Schmidt, T., and Wickert, J., 2012: Large-amplitude gravity waves above the southern Andes, the Drake Passage, and the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D2).
- Torrence, C., and Compo, G. P., 1998: “A Practical Guide to Wavelet Analysis”, *Bullentin of the American Meteorological Society*, Vol. 79, No. 1.
- Uccellini, L. W., and Koch, S. E., 1987: The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances. *Monthly weather review*, 115(3), 721-729.
- Wang, B. and Wang, Y., 1996: Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *Journal of Climate*, 9(7), pp.1586-1598.
- Weng, H. and Lau, K.M., 1994: Wavelets, period doubling, and time–frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. *Journal of the atmospheric sciences*, 51(17), pp.2523-2541.
- Zhang, F., 2004: Generation of Mesoscale Gravity Waves in Upper-Tropospheric Jet–Front Systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<0440:GOMGWI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0440:GOMGWI>2.0.CO;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.

ESTUDIO EXPLORATORIO DE FORZANTES DE LA VARIABILIDAD EN BAJA FRECUENCIA DE LA PRECIPITACION EN EL CHACO, ARGENTINASantiago I. Hurtado^{1,2}, Eduardo A. Agosta^{1,2} y Alejandro Godoy^{1,3}¹Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la UNLP, Argentina²CONICET, Argentina³Servicio Meteorológico Nacional, Argentina

(Manuscrito recibido el 12 de junio de 2018, en su versión final el 31 de octubre de 2018)

RESUMEN

La provincia del Chaco, Argentina, se encuentra en una región de gran gradiente zonal de precipitación media anual, más húmeda al este y menos al oeste. La actividad agrícola-ganadera en el este de la provincia se ve afectada por la variabilidad de la precipitación. En la región del Impenetrable, en el oeste de la provincia, los períodos secos dificultan el acceso al agua potable. En el presente trabajo se estudian las variaciones espacio-temporales de la precipitación en escala interanual en el período 1955-2010. Se encuentra que el ciclo anual medio puede describirse mediante una fase seca, de mayo a septiembre, y una húmeda, de octubre a abril, que explican cerca del 80 % del acumulado total anual. La clasificación espacial de estaciones, según el comportamiento mensual del ciclo anual medio a través de análisis de componentes principales, permite definir 4 subregiones distinguibles en la provincia: la subregión I, en el este, la subregión II, en el oeste, la subregión III, en el centro-norte, y la subregión IV, en el centro-sur. Se estudió el acumulado en la fase húmeda para las subregiones I y II mediante series de precipitación convenientemente diseñadas. Se estudiaron las subregiones I y II debido a que son las subregiones que se encuentran en los extremos del gradiente de precipitación; la subregión I es la más húmeda y más importante económicamente, y la subregión II es la más seca y más afectada por la escasez del recurso hídrico. La exploración de forzantes del sistema climático indica que la precipitación acumulada en la fase húmeda está modulada por el fenómeno ENOS, así como también por circulaciones regionales anómalas que incrementan el transporte de aire cálido y húmedo desde el norte.

Palabras clave: precipitación, Chaco, variabilidad de baja frecuencia, El Niño, teleconexiones

CHACO PROVINCE PRECIPITATION, A LOW FREQUENCY STUDY**ABSTRACT**

The Argentinian Chaco Province is located in an area with a strong zonal gradient of annual precipitation, wetter in the east and drier in the west. Precipitation variations affect farming in the east and it may make the access to water sources difficult in the dry western lands known as the “Impenetrable”. Low-frequency precipitation variability is studied in the period 1955-2010. The annual precipitation cycle can be

divided into two seasons: a wet season (from October to April) and a dry season (from May to September). A spatial Principal Component Analysis classification yields four subregions: subregion I to the east, subregion II to the west, subregion III to north-center and subregion IV to south-center. Only two of these were studied in the present paper, the one most economically important and the one with more water access problems, these are the two extremes in the precipitation gradient, the subregion I the wettest and the subregion II the drier. For these subregions a representative precipitation series was performed and studied. The exploratory study of potentials forcings reveals that seasonal accumulated precipitation is modulated by ENSO and regional anomalous circulations that increase anomalous northerly warm and wet air mass transport.

Keywords: precipitation, Chaco, low frequency variation, El Niño, teleconnection

1. INTRODUCCIÓN

La provincia del Chaco, y en particular la subregión denominada Impenetrable ubicada hacia el oeste de la provincia, presenta como característica hídrica más importante la escasez del recurso haciendo que los asentamientos poblacionales presenten dificultades de acceso al agua potable. En la región, la principal fuente de abastecimiento de agua son los cuerpos de agua subterránea (someros), que dependen fuertemente de la recarga por infiltración de agua de lluvia. Por esto la disponibilidad del agua en la región depende fuertemente de la variabilidad de la precipitación en las distintas escalas temporales.

La circulación troposférica media de capas bajas (ver Figura 1) que afecta a la región está caracterizada por la actividad del Anticiclón Semipermanente del Pacífico Sur (APS), del Anticiclón Semipermanente del Atlántico Sur (AAS; Schwerdtfeger 1976, y Hoffmann 1992), y de la Baja dinámica-termo-orográfica del Chaco (BCh; Lichstentein 1980, Seluchi y otros 2003). El APS y el AAS se observan todo el año, y tienen un desplazamiento meridional durante el año, que se puede apreciar en la diferencia entre los paneles de la Figura 1, posicionándose más al norte en invierno. La BCh es intermitente en invierno y permanente en verano por lo que en el campo medio de superficie de invierno no se observa. Además la región se encuentra influenciada por la corriente

en Chorro de Capas Bajas de Sudamérica (CCBSA; Salio 2002, Vera y otros 2006), fenómeno intermitente durante todo el año con mayor frecuencia de ocurrencia en verano y asociado a la BCh. Asimismo, la dinámica de los anticiclones subtropicales está controlada por las variaciones en la circulación de Hadley (expansión/debilitamiento), en parte controlada por la interacción tropical atmósfera-océano (Bjerkness 1966,1969, Lau y Nath 1996). La circulación media en tropósfera alta que afecta a la región de estudio, está caracterizada por la presencia de una corriente en chorro subtropical (CST) todo el año, asociada a la Alta Boliviana (AB; Vera y otros 2006) en verano y a la región de los vientos del oeste que se desplaza al norte en invierno. Los oestes también se presentan todo el año en niveles inferiores de tropósfera.

Estas estructuras de circulación troposférica pueden verse afectadas por varios forzantes de la circulación de gran escala del sistema acoplado océano-atmósfera que modulan a través de teleconexiones la variabilidad de la circulación troposférica sobre Sudamérica en distintas escalas espacio-temporales y consecuentemente modulan la variabilidad de la precipitación. La precipitación en la región podría estar afectada por la variabilidad en las temperaturas superficiales del mar de la región centro-occidental del océano Pacífico tropical relacionada al fenómeno ENOS o de la región tropical del Atlántico tropical. Los modos de circulación asociados a la variabilidad del ENOS

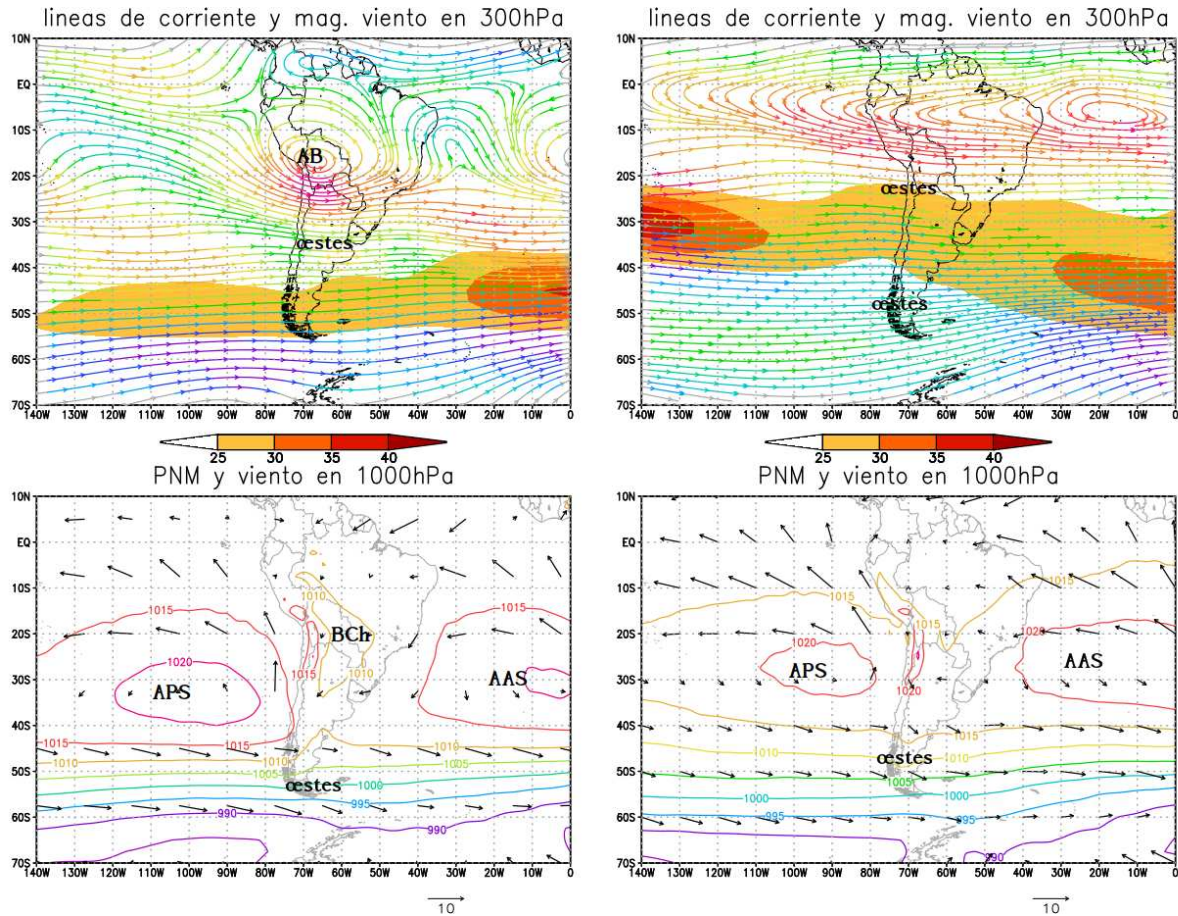


Figure 1: Paneles superiores: campo de líneas de corriente y de magnitud del viento en m/s (sombreado) en 300 hPa, panel izquierdo campo medio de verano (DEF) y panel derecho campo medio de invierno (JJA). Paneles inferiores: campo de presión a nivel medio del mar en hPa (contorno) y viento en 1000 hPa en m/s (vectores), panel izquierdo campo medio de verano (DEF) y panel derecho campo medio de invierno (JJA). AB indica Alta Boliviana, BCh indica Baja del Chaco, AAS indica Anticiclón semipermanente del Atlántico Sur, APS indica Anticiclón semipermanente del Pacífico Sur, y oestes indica la región de vientos del oeste asociado a los storm tracks. Datos del reanálisis 1 del NCEP-NCAR. Climatología del período 1981-2010.

fueron detectados por Mo y Ghil (1987), y se conocen como los patrones de circulación Pacífico-Sudamérica (PSA1 y PSA2) descritos por primera vez con estos nombres por Lau y otros (1996).

Hay numerosos trabajos que estudiaron la variabilidad de la precipitación en Argentina subtropical, en donde normalmente la provincia del Chaco se ve representada por pocas estaciones meteorológicas o ninguna. Grimm y otros (2000) estudiaron la variabilidad intermensual de la precipitación en el sur de Sudamérica desde

1956 a 1992 y encontraron que al sur de 15°S toda la región estaba asociada al ENOS, particularmente en la región que abarca a la provincia del Chaco encontraron que años Niño estaban asociados a mayor precipitación, y años Niña a menor precipitación entre octubre y diciembre. González y Flores (2010) encontraron una relación entre la precipitación en el este de la provincia del Chaco y la fase cálida del ENOS. Agosta y Compagnucci (2012) estudiaron la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación del centro oeste de Argentina, encontrando un cambio de teleconexión a principios de la década

de 1970. Hasta esa década, la teleconexión dominante estaba asociada a anomalías de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Índico tropical. El cambio de la década de 1970 fue asociado al calentamiento medio observado en el Pacífico central ecuatorial a partir del verano de 1976/77. Sin embargo, la variabilidad interanual de la precipitación siempre se mostró independiente de las anomalías oceánicas asociadas a El Niño Oscilación del Sur (ENOS) en esa región.

En este contexto, este trabajo busca comprender la variabilidad de la precipitación en baja frecuencia, de escala interanual a interdecadal, en la provincia del Chaco, y sus forzantes globales. Esta exploración constituye el primer paso hacia la posibilidad de desarrollar un modelo estadístico-dinámico para el pronóstico estacional de la precipitación, como apoyo a la predicción numérica.

2. DATOS Y METODOLOGÍAS

2.1 Datos de precipitación

El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) cuenta con solo 2 estaciones meteorológicas de superficie en la provincia del Chaco (ver Figura 2), lo cual imposibilita hacer un análisis en escala regional. A fin de ampliar los datos disponibles de precipitación en la región, Hurtado y Agosta (2015) analizaron la calidad de los datos de precipitación estimada por satélite del Análisis de Precipitación Multi-satelital (TMPA, por sus siglas en inglés) de la Misión de Medición de Lluvia Tropical (TRMM, por sus siglas en inglés) y del reanálisis del Centro Europeo de Pronóstico de Mediano Plazo de alta resolución ERA-Interim comparándolos con datos del SMN de la estación Roque Sáenz Peña Aero, obteniendo como resultado que ambas fuentes de datos de precipitación no son recomendables para estudios de variabilidad climática en la región. Es por esto que se utilizó en el presente trabajo la base de datos de acumulados mensuales de la Autoridad Provincial del Agua (APA) de la provincia del Chaco. El APA cuenta con 64 estaciones

pluviométricas distribuidas en la provincia (ver Figura 2), algunas desde 1955. Para el uso de la misma se realizó un exhaustivo trabajo de control de calidad de datos, analizando datos físicamente inconsistentes, “outliers”, falsos ceros y coherencia espacio-temporal. Luego se seleccionaron únicamente las estaciones que poseían menos de 5% de datos faltantes, y se rellenaron utilizando “splines” cúbicos (Green y Silverman 1993).

2.2 Series de precipitación

Se discriminaron las estaciones del APA en subregiones acorde a su ciclo de precipitación medio anual. Para esto se utilizó el método de análisis de componentes principales (ACP) en modo Q (Richman 1986), que es similar al modo S, pero en lugar de tener por cada estación una serie temporal, en modo Q se tiene una serie de parámetros. Luego, para cada subregión se definió fase seca y húmeda del ciclo medio anual, identificando los mismos gráficamente y testeando que las medias muestrales entre el conjunto de meses que componen cada fase sea distinta con el test t de Student para diferencia de medias muestrales. Luego, para la fase seca y húmeda en cada subregión, se confeccionaron sendas series de precipitación, definidas como el total de precipitación acumulado sobre los meses que componen cada fase, promediando arealmente entre las estaciones pertenecientes a cada subregión. Así se obtuvo una serie temporal de valores interanuales por cada fase y subregión.

2.3 Análisis de series temporales

Previo al análisis temporal, se verificó que los datos tuvieran una distribución gaussiana (Lilliefors 1967). Se estudió la variabilidad temporal de las series de precipitación en cuanto a cambios en la estacionariedad mediante tendencia lineal por cuadrados mínimos, y en las periodicidades dominantes a través del análisis espectral convencional de Fourier. También se estudió la presencia de quiebres o saltos en las series temporales mediante el test de Yamamoto (Yamamoto y otros 1986, 1987). Este test estudia si hay cambios significativos en la media, cuando

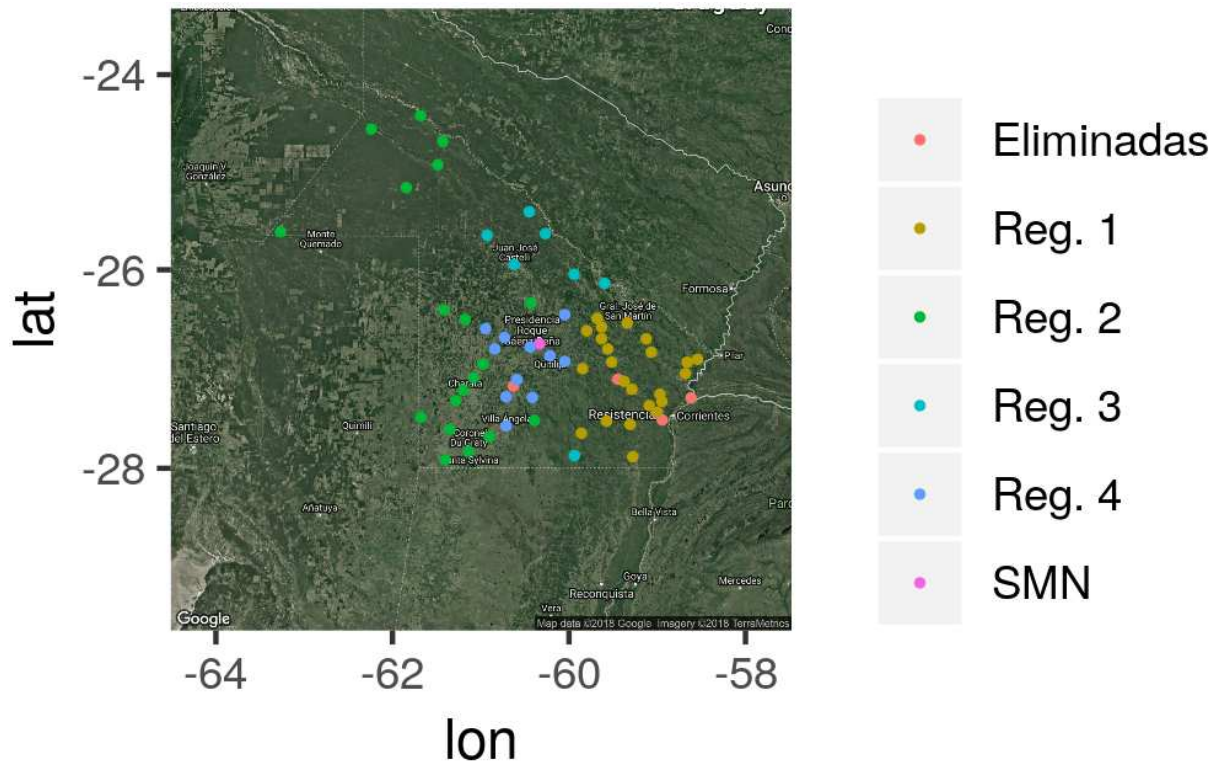


Figure 2: Estaciones meteorológicas en la provincia del Chaco. En color marrón las dos estaciones del SMN, en color rojo las estaciones del APA descartadas para el análisis, en color verde las estaciones de la Subregión I, en color cyan las estaciones de la Subregión II, en color violeta las estaciones de la Subregión III, y en color rosa las estaciones de la Subregión IV. Este mapa fue realizado con los paquetes `ggmap` (Kahle y Wickham 2013) y `ggplot2` (Wickham 2009) del software R (R Development Core Team 2008).

la diferencia de la media entre dos ventanas antes y después de un año de referencia es estadísticamente distinta de cero, el estadístico J de Yamamoto se hace mayor o igual a 1. También se aplicó un filtro gaussiano de 9 términos para enfatizar periodicidades mayores a 10 años en las series. En todos los tests (ajuste gaussiano, t-student, tendencia lineal, espectral) los estadísticos fueron testeados para un intervalo de confianza del 90 % o 95 % (Wilks 2006).

2.4 Forzantes climáticos

Para el estudio de forzantes se calcularon correlaciones móviles con ventanas de 11 años entre las series de precipitación e índices climáticos del sistema acoplado océano-atmósfera. Los índices utilizados fueron Índice del Dipolo Oceánico Índico (IOD) obtenido de la página

<http://www.incois.gov.in/portal/IOD>, el índice de la anomalía de la TSM del Atlántico Sur Tropical (TSA ; Enfield y otros 1999), los índices $nino1.2$ y $nino3.4$ provistos por la "National Oceanic and Atmospheric Administration" (NOAA; <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>), y el índice del Modo Anular del Sur (MAS) que ofrece el "British Antarctic Survey" (recuperado de <http://www.antartica.ac.uk>).

Para el estudio de patrones de circulación general y forzantes de gran escala se utilizaron datos del reanálisis 1 (R1) del "National Center of Environmental Prediction" (NCEP) - "National Center for Atmospheric Research" (NCAR) obtenidos de la página <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.rear>. Este posee una resolución horizontal de $2,5^\circ$ y

17 niveles de presión (Kalnay y otros 1996). Las variables utilizadas del R1-NCEP/NCAR son altura geopotencial (AG) en 300 hPa, viento zonal (U) y meridional (V) en 300 hPa, presión a nivel medio del mar (PNM), y función corriente (FC) en el nivel sigma 0,2101. Se utilizaron datos de TSM del ERSST (Temperatura superficial del mar extendida reconstruida) del “International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set” (ICOADS) versión 4 que poseen una resolución horizontal de 2° (Boyin Huang y otros 2015), obtenidos de la página <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/>. Y por último se utilizaron datos interpolados de radiación de onda larga saliente (OLS) de la NOAA (Liebmann y Smith 1996) que tienen una resolución horizontal de 2,5°, obtenidos de la página https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html. Con estos datos se calculó la diferencia de composiciones de valores altos (valores superiores al percentil 75) menos valores bajos (valores inferiores al percentil 25). Este método maximiza la señal de los forzantes lineales de los valores extremos. La composición de valores altos (bajos) es el campo medio de una variable utilizando únicamente los años en los que los valores de una determinada serie de precipitación son mayores (menores) al percentil 75 (25). La diferencia de composiciones de valores altos menos bajos para un período de tiempo específico, es un campo de anomalías con respecto a la media del período de tiempo específico. Se testeó que la media de los bajos sea significativamente distinta de la media de los altos con una significancia del 90 %, utilizando el test t de Student para muestras con varianzas diferentes (Graeme 2006). En caso de observarse patrones de circulación troposférica que posean características de una onda de Rossby, se calcularon los flujos de actividad de onda W de Takaya y Nakamura (2001) como herramienta de diagnóstico para determinar la dirección de propagación de la onda.

3. RESULTADOS

3.1 Subregiones de precipitación

Al realizar el ACP en modo Q sobre el ciclo anual medio de cada estación, filtrado con el ciclo anual medio de todas las estaciones, quedaron definidas cuatro subregiones (ver Figura 3) en función de su alta correlación positiva o negativa, con las dos primeras componentes del ACP (ver Figura 3). El agrupamiento espacial de estaciones se realizó teniendo en cuenta las primeras dos componentes principales que explican el 64 % de varianza, ya que a partir de la tercera componente principal la varianza explicada cae a menos del 10%. La primera componente (PC1) está asociada a un máximo en los meses de abril y octubre, y a un mínimo en diciembre, si la relación es directa (correlación positiva). Y está asociada a un mínimo en los meses de abril y octubre, y a un máximo en diciembre, si la relación es inversa (correlación negativa). La segunda componente (PC2) está asociada a un período de diciembre a abril más seco y a un período de mayo a septiembre más húmedo si la relación es directa (correlación positiva). Y está asociada a un período de diciembre a abril más húmedo y a un período de mayo a septiembre más seco si la relación es inversa (correlación negativa). La subregión I y la subregión II quedan definidas como las estaciones con alta correlación positiva y negativa, respectivamente, con la PC1. La subregión III y la subregión IV quedan definidas como las estaciones con alta correlación positiva y negativa, respectivamente, con la PC2. La subregión I se encuentra al este de la provincia, la subregión II al oeste, la subregión III al centro norte y la subregión IV al centro sur (ver Figura 2).

En el ciclo anual medio de las cuatro subregiones (ver Figura 4) se aprecian dos fases marcadas, una húmeda (con más precipitación) y otra seca (con menos precipitación). La fase húmeda es de octubre a abril y la fase seca es de mayo a septiembre. Se testeó la diferencia entre las medias muestrales de cada fase para cada subregión, siendo estas significativamente distintas de 0 con una significancia del 95 %

en todos los casos. Se definieron las series de precipitación representativas de cada subregión para cada fase como el promedio areal del acumulado de la fase. La serie del acumulado de la fase húmeda de la subregión I se denota en este trabajo como SRH1 y de la subregión II como SRH2.

En el presente trabajo se presentan resultados para la subregión I y la subregión II, que representan los extremos del típico gradiente zonal de precipitación media anual. En particular sólo se analiza la fase húmeda del ciclo anual (de octubre a abril), que representa más del 80 por ciento del acumulado anual en estas subregiones. Además, en la subregión I vive la mayor parte de la población de la provincia y es la subregión de mayor desarrollo socio-económico. La subregión II, si bien está menos densamente poblada, es la que presenta mayores problemas de abastecimiento de agua y ha presentado crisis hídricas.

3.2 Variabilidad temporal y cambios en la fase húmeda de la precipitación

Aquí se estudian cambios graduales en la estacionariedad de la fase húmeda de precipitación en las subregiones I y II por medio de la tendencia lineal. La significancia de las tendencias se estimó calculando la correlación convencional del primer momento de Pearson entre la serie de precipitación y la recta de regresión entre ésta y el tiempo. En la Figura 5 se muestran las series SRH1 y SRH2 y la recta de regresión lineal que mejor ajusta. Se observa que ninguna de las dos series de precipitación posee una tendencia significativa al 95

La Figura 6 muestra los espectros de SRH1 (izquierda) y SRH2 (derecha). La estimación del modelo autorregresivo (AR) se hizo a través del criterio del índice bayessiano (Wilks 2006) para establecer el continuo nulo del espectro. Este dio AR 0 para ambos casos, por ende ruido blanco. La SRH1 muestra un pico espectral significativo en torno a 27,5 años. En ambas series, SRH1 y SRH2, se observa energía espectral

significativa en torno a las bandas centradas en 6,1 años y 3,7 años, que podrían estar asociados a la variabilidad en baja y alta frecuencia del ENOS (Penland y otros 2010) respectivamente. También ambas presentan un pico marcado significativo con un período de 2,4 años que puede estar asociado a la variabilidad cuasi-bienal del IOD (Swadhin y Yamagata 2015) y/o a la variabilidad en alta frecuencia del ENOS (Penland y otros 2010).

Los saltos en una serie temporal producen cambios instantáneos en la estacionariedad de las series que para el caso de la precipitación podrían estar asociados a cambios en las teleconexiones, si es que no son consecuencia de inhomogeneidades en los datos. La detección de saltos climáticos se realizó implementando el test de Yamamoto utilizando ventanas de 10 y 20 años para identificar posibles saltos en las series, si bien en el presente trabajo se muestra solamente la ventana de 10 años. En la Figura 7 se muestran los valores del estadístico de Yamamoto, para SRH1 (izquierda) y SRH2 (derecha). Si bien el test no identificó ningún salto significativo, esto es que para ningún año el estadístico fue superior a 1, para la subregión I el estadístico se aproxima muy cerca de la unidad (0,96) para el año de referencia 1983, el cual podría ser un año de posible cambio.

En la Figura 8 se muestran las series SRH1 y SRH2, estandarizadas y suavizadas con un filtro gaussiano de 9 términos. Se puede observar que la variabilidad interdecadal de las series son similares entre sí en la mayor parte de todo el período (están en fase en baja frecuencia), sin embargo entre 1983 y 1991 se observa que el comportamiento de las series difiere. En particular en el caso de la subregión I se observa un cambio de signo en las anomalías de precipitación, lo cual se relaciona con el potencial salto detectado por el test de Yamamoto. Además, ambas subregiones presentan un período seco hasta principios de 1980 y un período húmedo a partir de 1990, aunque la SRH1 tiene estos períodos más marcados y la SRH2 es más oscilante.

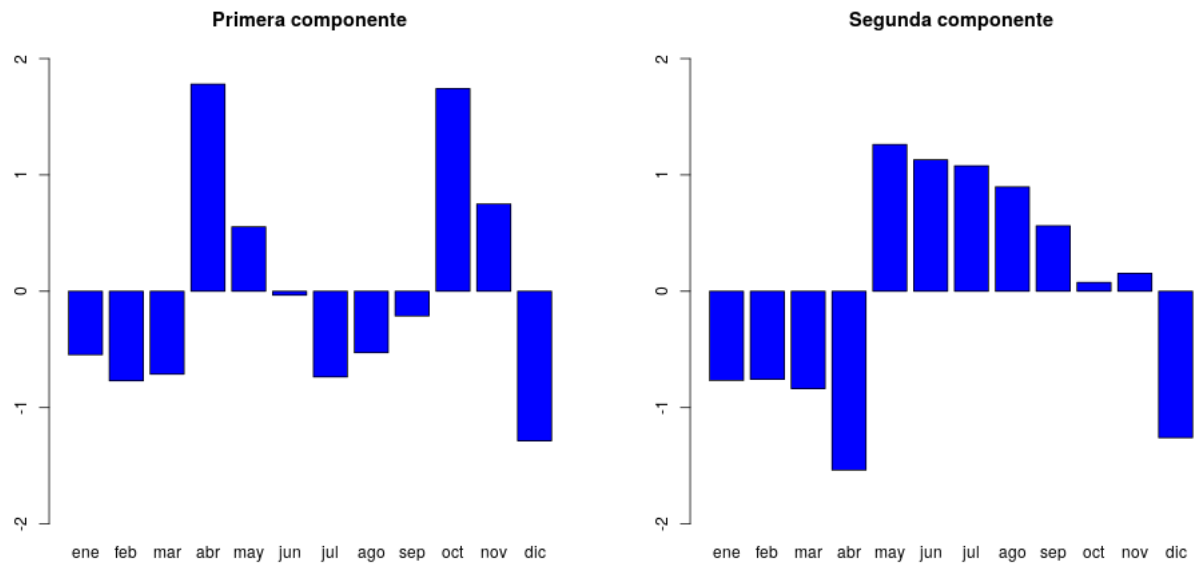


Figure 3: Primeras dos componentes del Análisis de Componentes Principales en modo Q del ciclo anual medio de precipitación mensual de las estaciones en la región de estudio.

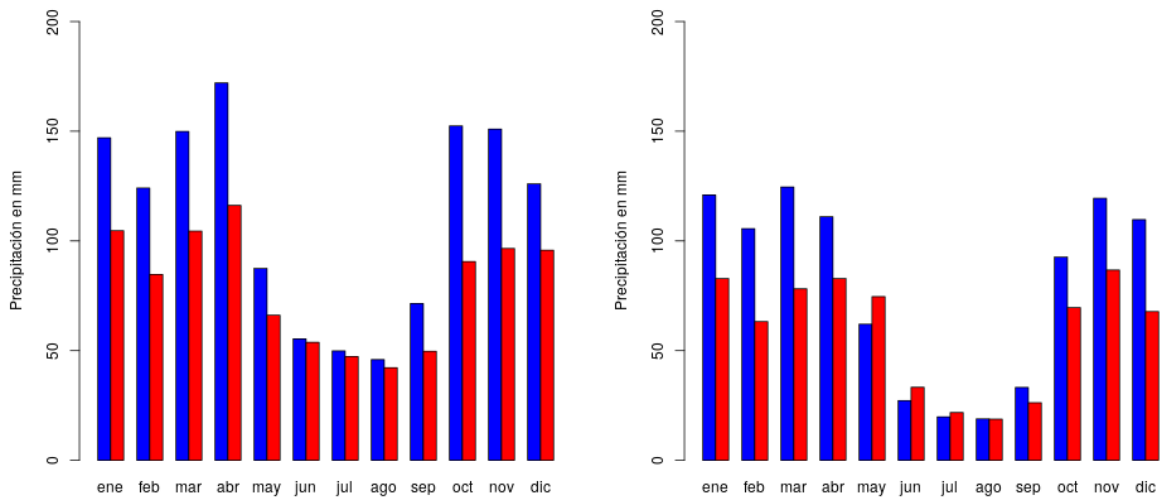


Figure 4: Acumulado medio mensual de precipitación en color azul, y desvío estándar en color rojo. A la izquierda la estación Puerto Bermejo, representativa de la Subregión I; y a la derecha la estación Los Frentones, representativa de la Subregión II.

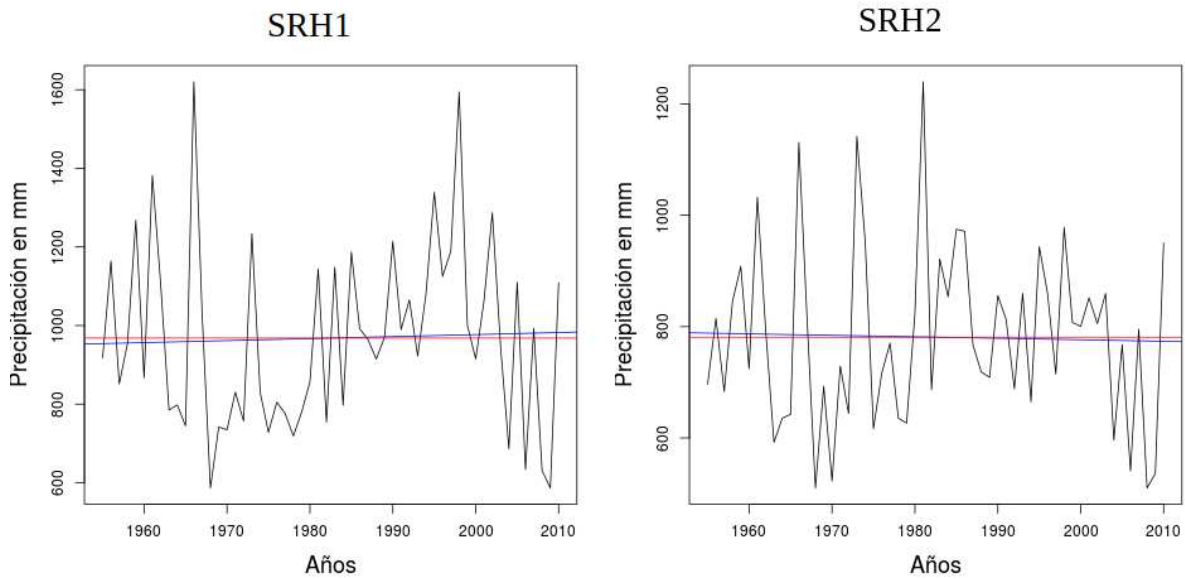


Figure 5: Serie del acumulado de precipitación mensual a lo largo de la fase húmeda (de octubre a abril) para la subregión I (SRH1; izquierda) y para la subregión II (SRH2; derecha). En color rojo se marca el valor medio de la serie, y en color azul la recta de regresión lineal que mejor ajusta a los datos.

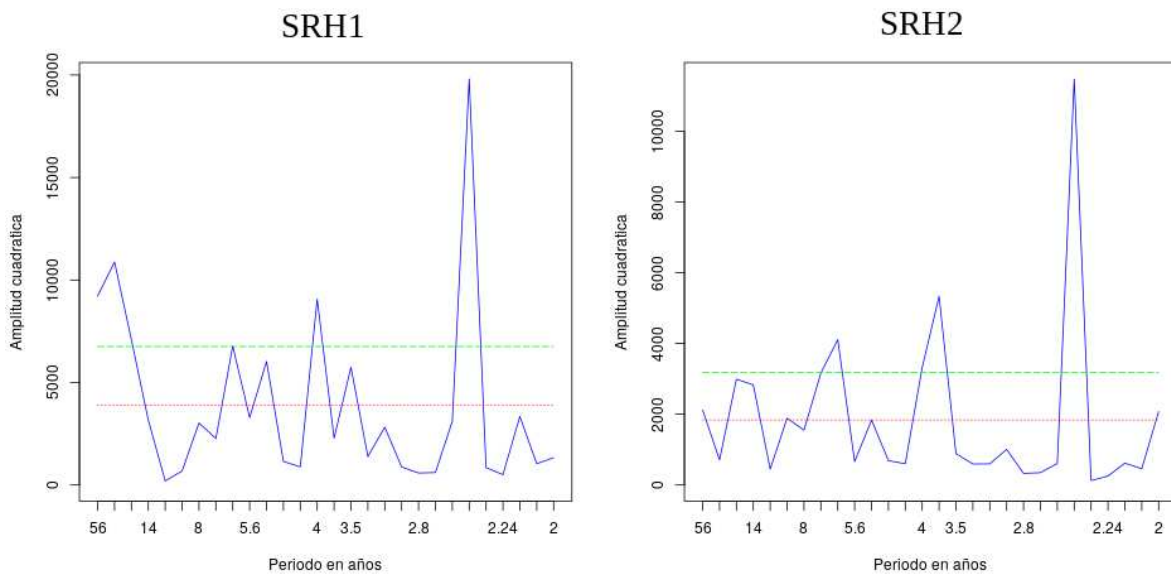


Figure 6: Espectro de las series de precipitación acumulada durante la fase húmeda (octubre-abril) de las subregiones I y II (SRH1 y SRH2, respectivamente); Subregión I a la izquierda, Subregión II a la derecha. En el eje X se muestra los períodos asociados a cada frecuencia, y el eje Y es el cuadrado del módulo de la amplitud de cada coeficiente de la transformada de Fourier. En color azul se muestra la transformada de la serie, en color rojo el ruido asociado y en color verde la región de rechazo a un nivel de significancia de 95 %.

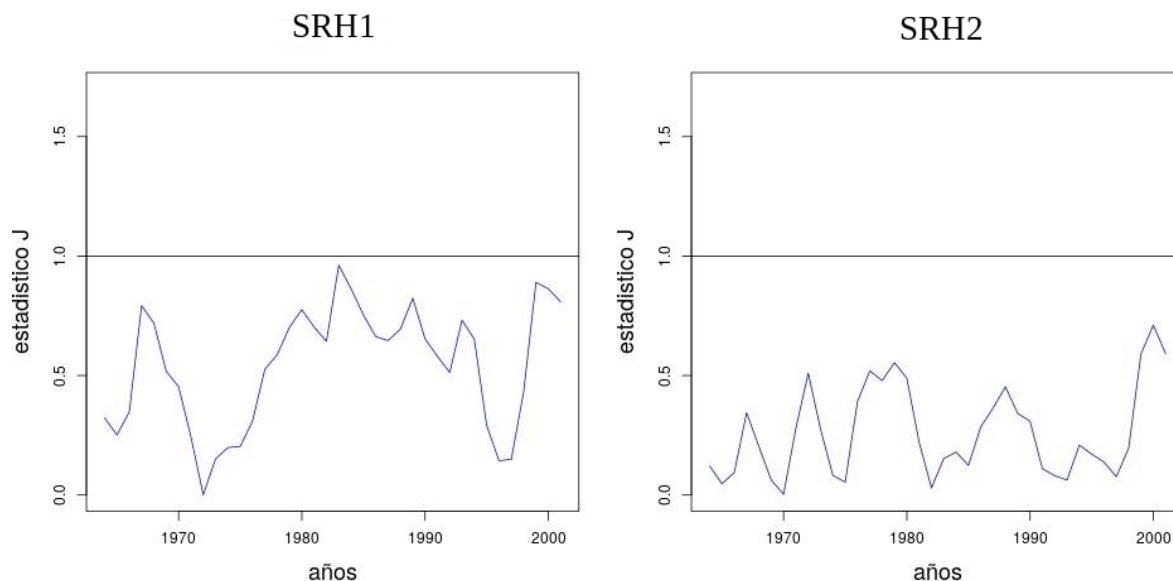


Figure 7: Serie temporal del estadístico J de Yamamoto de las series de precipitación acumulada durante la fase húmeda para la Subregión I (SRH1; izquierda) y para la Subregión II (SRH2; derecha). En color azul se muestra el valor del estadístico J de Yamamoto, y en color negro se marca la recta de valor igual a 1.

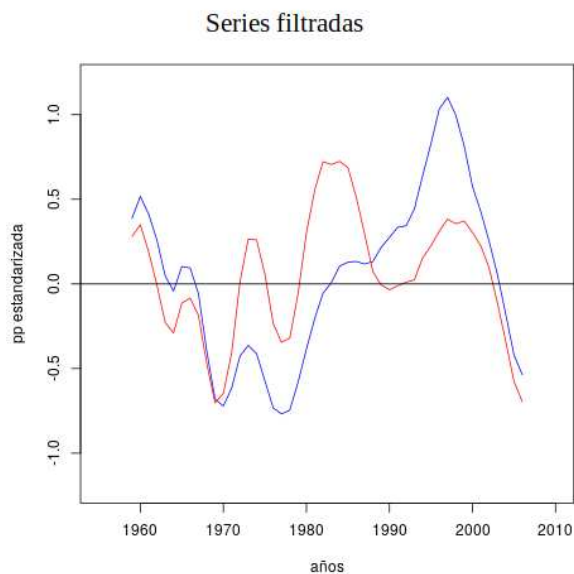


Figure 8: Serie estandarizada del acumulado de precipitación durante la fase húmeda (de octubre a abril) con un suavizado por filtro Gaussiano de 9 términos para la Subregión I en color azul y para la Subregión II en color rojo.

En la Figura 9 se muestra la correlación móvil de SRH1 y SRH2 con diversos índices climáticos océano-atmósfera sin filtrar. Se observa que los índices de mayor correlación con la precipitación en la subregión I son el nino1.2, nino3.4 y TSA, siendo el TSA mayor y significativamente distinto de 0 en la década de los 70, y el nino1.2 mayor y significativamente distinto de 0 desde principio de los 90 hasta el 2004. Además se aprecia que el MAS tiene una correlación negativa significativa a fines de los 80, pero que durante todo el período oscila de signo.

Lo anterior nos permite definir dos subperíodos de mayor longitud y otro más corto. Un primer subperíodo desde el comienzo del registro hasta inicios de la década de 1980 (1955-1980), un segundo subperíodo corto desde 1980 a 1990 y un tercer subperíodo desde comienzos de la década de 1990 hasta el final del registro (1991-2010). En la Tabla I se muestran las correlaciones entre las series de precipitación y los índices climáticos para distintos subperíodos. La correlación entre la precipitación en la región y los índices nino3.4 y nino1.2 es para todo

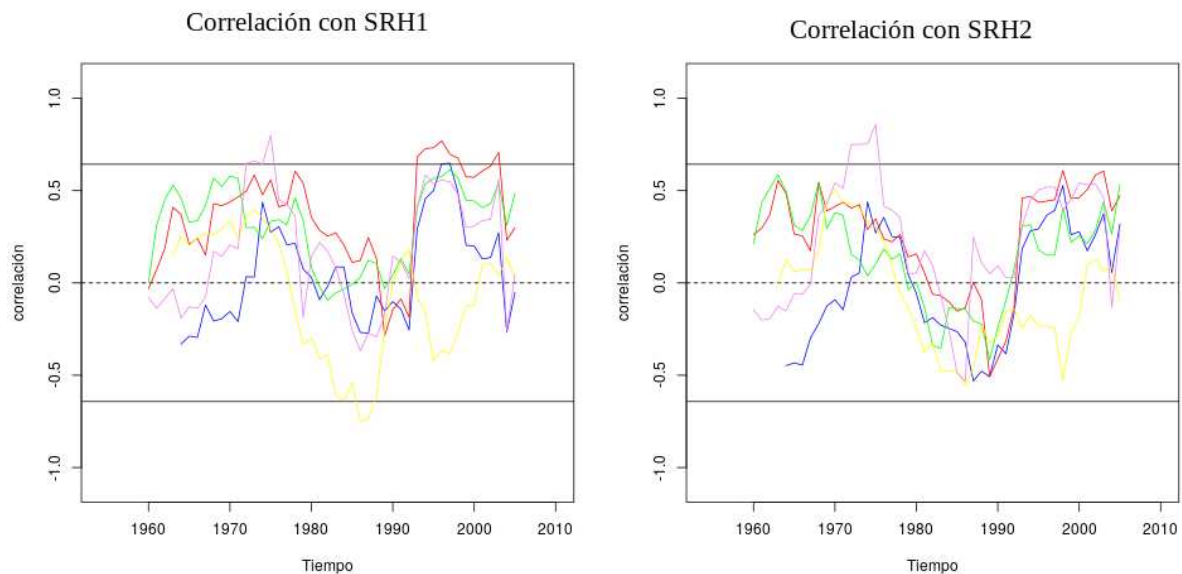


Figure 9: Correlación móvil con ventana de 11 años de la serie de precipitación acumulada de la fase húmeda de la Subregión I (SRH1; izquierda) y Subregión II (SRH2; derecha), con los índices nino1.2 (rojo), nino3.4 (verde), MAS (amarillo), TSA (violeta) e IOD (azul). En líneas horizontales llenas se marca el valor mínimo para que la correlación sea distinta de 0 con una significancia del 95 %.

el período de estudio significativa y positiva. Se destaca que es máxima la correlación con estos índices en el subperíodo III, y que en el subperíodo II la correlación con ambos índices se torna cercana a 0 y no significativa. Estas variaciones en la estacionariedad indican potenciales cambios en la manera en que el Niño modula la precipitación en la región de estudio y en la escala analizada (acumulado de octubre a abril). Asimismo, la correlación de la precipitación con los índices MAS, TSA e IOD no es significativamente distinta de 0 tomando todo el período y es particularmente baja en el caso del MAS e IOD. Esto es consistente con la alta variabilidad en la estacionariedad que presentan estas correlaciones en los subperíodos. La correlación de la precipitación con el índice del IOD es baja y no significativa para el subperíodo I; negativa y significativa con SRH2 y no significativa con SRH1 para el subperíodo II; y positiva y significativa para el subperíodo III. La correlación entre SRH2 y el índice TSA es significativa y positiva para el subperíodo I; alta, negativa y no significativa

para el subperíodo II; y baja, positiva y no significativa para el subperíodo III. La correlación entre SRH1 y el índice TSA es positiva y no significativa para el subperíodo I; baja, negativa y no significativa para el subperíodo II; y alta positiva y significativa para el subperíodo III. La correlación entre la precipitación y el índice del MAS es muy baja en todos los subperíodos a excepción del subperíodo II en el cual es negativa y significativa en el caso de SRH1 y no significativa pero alta en el caso de SRH2. Para los otros dos subperíodos es baja y positiva. Estos cambios en los signos de la correlación de la precipitación con los índices MAS, IOD y TSA a lo largo de los subperíodos, y el hecho de que sea insignificante y cercana a cero para todo el período podría implicar que no se traten de forzantes lineales de la precipitación en la región.

De lo anterior, el fenómeno ENOS aparece como un potencial forzante lineal no estacionario de la precipitación a lo largo de todo el período de estudio, el cual se fortalece en el subperíodo III. En el subperíodo II la variabilidad

Subperíodo	Nino 3.4		Nino 1.2		TSA		MAS		IOD	
	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2
1955-2010	0.38**	0.27**	0.38**	0.27**	0.15	0.16	0.01	-0.04	0.12	0.08
1955-1980	0.28*	0.30*	0.21	0.35**	0.21	0.31**	0.21	0.14	0.03	0.03
1980-1990	0.10	-0.06	0.11	-0.15	-0.25	-0.47	-0.61**	-0.49	-0.32	-0.54*
1991-2010	0.50**	0.46**	0.49**	0.43*	0.46**	0.24	0.01	-0.15	0.39*	0.44**

Table I: Correlación lineal simple de SRH1 y SRH2 con índices climáticos para distintos subperíodos. En negrita correlaciones significativas al 95 % (**) y al 90 % (*).

interanual de la precipitación de la región se torna independiente del ENOS y pareciera que interactúa con otros forzantes asociados particularmente con el modo inverso del MAS. A continuación estudiaremos los forzantes hemisféricos a partir de datos atmosféricos provenientes del R1-NCEP/NCAR. Kistler y otros (2001) recomiendan utilizar estos datos de reanálisis a partir de 1958, especialmente para el hemisferio sur, debido a la falta de datos de radiosondeos antes de 1958. Además, en 1979 los reanálisis presentan inhomogeneidad en los datos debido a la incorporación de información satelital. Por ello, el análisis de forzantes se delimitó desde 1958 hasta 1978 para el primer subperíodo.

3.3 Mecanismos hemisféricos forzantes

Para la identificación de los forzantes de gran escala se estudió la diferencia de composición entre valores altos y bajos de precipitación acumulada para diversas variables del sistema océano-atmósfera en cada subperíodo. Se hace notar que la diferencias de anomalías compuestas es independiente del campo medio y pueden interpretarse como referida a cada subperíodo. De esta manera, la interpretación dinámica de las anomalías compuestas corresponde a la climatología del subperíodo de donde se extrae el conjunto de eventos de la composición. No se compararán anomalías de distintas climatologías.

3.3.1. Primer subperíodo, 1958-1978

Para el subperíodo I, el campo de anomalía compuesta de TSM (Figura 10 panel superior) para la subregión I muestra valores positivos en una gran región entre Australia y Nueva Zelanda; dos pequeñas regiones, una al norte de Chile y sur de Perú y la otra entre Ecuador

y Colombia; en una extensa región en el Índico ecuatorial, otra sobre el Atlántico ecuatorial, y en la región del nino3.4 pero no significativos. Valores negativos aparecen en el Atlántico entre 10°S y 20°S, al sur de Australia, y al sur de Sudamérica. Las regiones anómalas significativas de TSM no están bien representadas por los índices convencionales analizados en la sección anterior, aunque la región de anomalía positiva en el Atlántico ecuatorial linda la región del TSA.

En la Figura 10 panel inferior se muestra la diferencia de composición de anomalías compuestas de PNM para la subregión I para este subperíodo. Se observa una amplia región de anomalía positiva en el Atlántico Sur. Esto implica un fortalecimiento y desplazamiento al suroeste del AAS. Es probable que estas anomalías de actividad del AAS estén conectadas con las anomalías de TSM del Atlántico (Lübbecke y otros 2014) observadas en la Figura 9 panel superior. Además se observa una gran región de anomalía negativa al sur de Australia y una región de anomalía positiva en la región de Nueva Zelanda.

En las diferencias de composiciones para el primer subperíodo de la subregión II no se observan estructuras hemisféricas de circulación atmosférica distinguibles que puedan afectar a la precipitación. Esto, sumado a las bajas correlaciones obtenidas para este subperíodo mostradas en la sección anterior, estaría indicando la necesidad de examinar otras escalas dentro de la fase húmeda (de octubre a abril).

3.3.2. Segundo subperíodo, 1980-1990

En general para este subperíodo, la diferencia de composición de anomalías de circulación

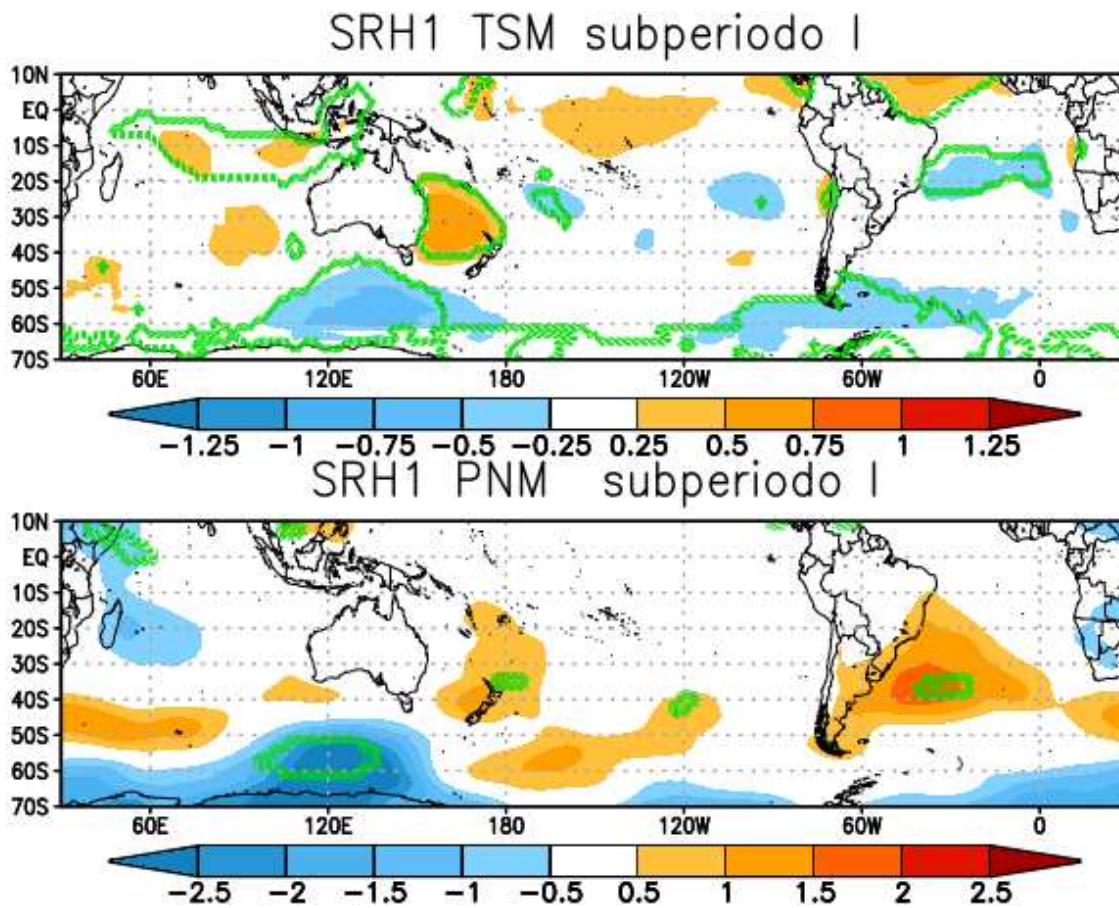


Figure 10: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados Celsius del subperíodo I(1958-1978) para la Subregión I. Panel inferior, diferencia de composiciones de anomalía PNM en hPa del subperíodo I para la Subregión I. En contornos verdes anomalías significativas al 90 %.

troposférica muestra condiciones asociadas a una estructura hemisférica de MAS inverso, lo cual es consistente con la correlación negativa encontrada en la sección anterior. Así, por ejemplo, vemos en la Figura 11 que la diferencia de anomalías compuestas de PNM presentan valores positivos en latitudes altas, entre 90°S y 70°S para la subregión I, y entre 90°S y 60°S para la subregión II, y negativos en latitudes medias y subtropicales. Dado que la estructura de la circulación atmosférica asociada al MAS es zonalmente simétrica, para su modo inverso de variabilidad se propician condiciones medias durante la fase húmeda de precipitación de menor intercambio meridional de masas de aire. En particular, acompañando a este patrón de MAS inverso asociado a la diferencia de valores

altos menos bajos de SRH1 y SRH2, se observa sobre el sur de Sudamérica un debilitamiento (fortalecimiento) del flanco occidental del AAS y aumento (disminución) anómalo de presiones en más altas latitudes. Esto implica un corrimiento hacia el sur (norte) de los oestes, y por ende menor (mayor) actividad transiente (no mostrado) de alta frecuencia en latitudes medias y hacia latitudes subtropicales de la región de estudio. Asimismo, cabría esperar menor (mayor) aporte de masas de aire húmedas y cálidas desde el norte por el debilitamiento (fortalecimiento) del AAS. Es decir, que en términos medios, las condiciones de circulación troposférica impuestas por el modo inverso del MAS son contrarias a la ocurrencia de precipitación en la región. Esto lleva a deducir que la variabilidad interanual

de la precipitación, acumulada durante la fase húmeda (de octubre a abril) podría estar asociada a procesos termodinámicos de una escala temporal menor a la analizada.

3.3.3. Tercer subperíodo, 1991-2010

En el tercer subperíodo las anomalías compuestas son muy similares entre ambas subregiones, con la diferencia que para la subregión II la señal es más intensa y significativa. En adelante, solo se muestran las anomalías compuestas para la subregión II.

En la diferencia de composición de TSM (Figura 12 panel superior) del tercer subperíodo para la subregión II se observa anomalía positiva significativa en el Pacífico ecuatorial desde la costa de Sudamérica hasta 180°O , siendo ésta mayor en la región del Niño 3.4. Al sur de esta región se observa una región de anomalía negativa significativa. Este patrón de dipolo podría estar asociado a condiciones tipo ENOS. Al sureste de esta gran región de anomalía negativa se observa una zona de anomalía positiva significativa, y al noreste de ésta se observa una pequeña región de anomalía negativa significativa. Además se observa un dipolo de anomalía positiva-negativa significativa en el Atlántico Sur.

En las anomalías compuestas de OLS (Figura 12 panel central) se observan anomalías negativas (positivas) significativas a lo largo del Pacífico ecuatorial hasta el continente marítimo, zonalmente desplazadas respecto de las anomalías positivas (negativas) de TSM en la región. Claramente estas anomalías de OLS responden a convección anómala inducida por las asimetrías zonales de anomalía de TSM. Como es de esperar, se aprecia anomalía negativa de OLS en el noreste de Argentina y sudeste de Brasil, asociado a convección anómala en la región. Además se observa anomalía positiva en la región de Brasil y Atlántico ecuatorial, lo que podría deberse a un debilitamiento en la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y a un debilitamiento en el sistema monzónico de

Sudamérica.

En las anomalías compuestas de PNM (Figura 12 panel inferior) se observa un dipolo de anomalías en la región trópico-subtropical de la cuenca Indo-Pacífica. Anomalías positivas sobre la región del Índico y continente marítimo, y anomalías negativas sobre el Pacífico. Este patrón dipolar de presiones es consistente con la distribución de OLS y TSM tropical descrita anteriormente, que describe una circulación anómala de Walker en la dirección zonal. Además, en el Pacífico central sur (en aproximadamente 60°S) se observa una anomalía positiva no significativa.

En la Figura 13 se muestra la diferencia de anomalías compuestas de FC (panel superior), U (panel central) y V (panel inferior) para el tercer subperíodo de la subregión II. El campo de diferencia de anomalías compuestas de FC y AG son similares pero con signo opuesto, por lo que se muestra únicamente FC ya que permite evaluar las anomalías en latitudes bajas. Se pueden observar anomalías significativas de FC, simétricas respecto del ecuador, en el Pacífico central ecuatorial, al norte y sur del máximo de las anomalías de TSM (Fig. 12 panel superior). Estas anomalías de FC son típicas del calentamiento anómalo en la región ecuatorial del Pacífico asociadas al ENOS (Seager y otros 2003). En conexión con lo anterior, en el extratropical del Pacífico sur se observa un patrón de anomalías en forma de arco que se extiende desde la región central del Pacífico sur subtropical hacia Sudamérica. Al evaluar la componente horizontal del flujo de actividad de onda W puede apreciarse que esta estructura de anomalías corresponde a la propagación de onda de Rossby cuasi-estacionaria que emana desde el Pacífico Sur subtropical hacia el sur de Sudamérica.

En el campo de anomalías compuestas de U (viento zonal) se observa un fortalecimiento de los oesteos subtropicales en altura a lo largo del corredor Pacífico-Atlántico, y un debilitamiento al sur del mismo. Esto está asociado a

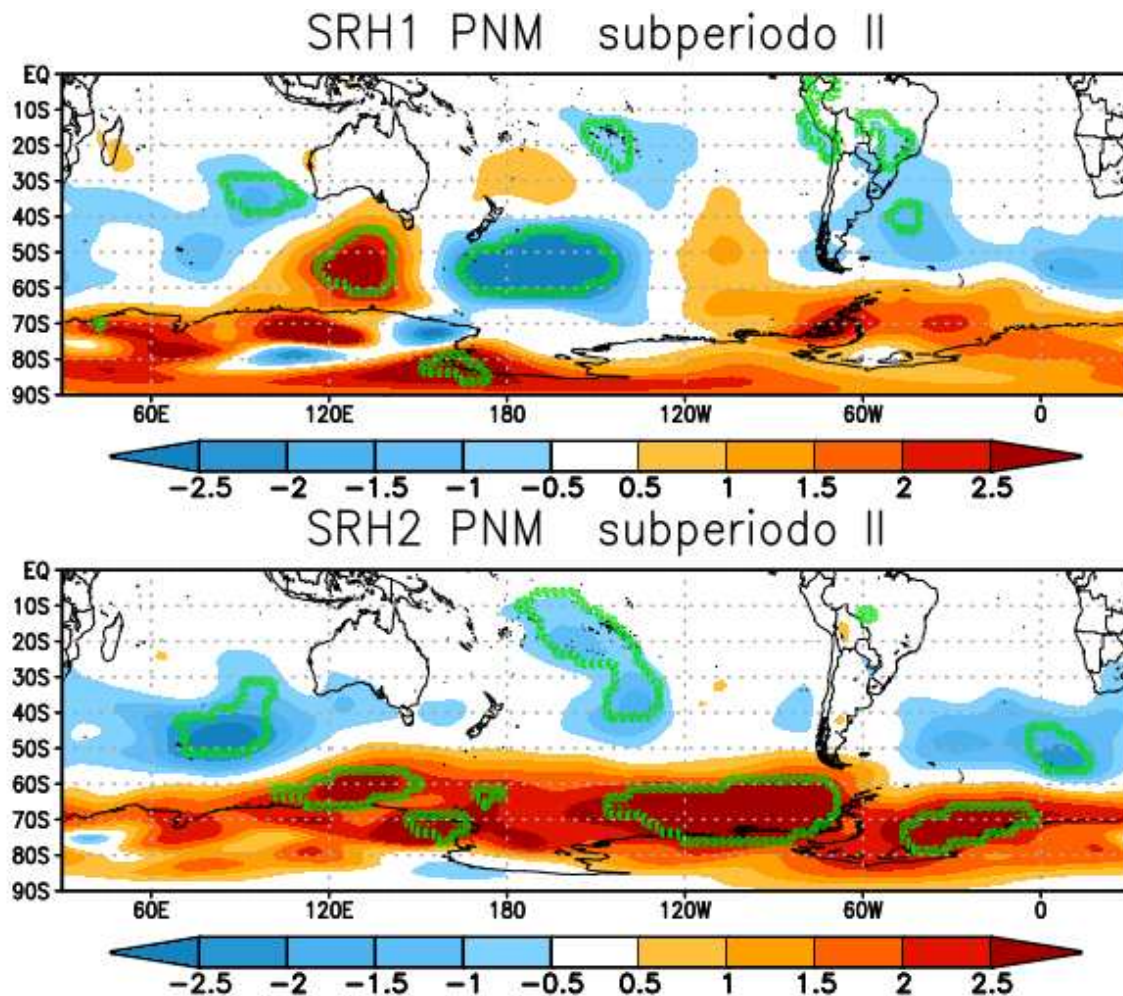


Figure 11: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de PNM en hPa del subperíodo II(1980-1990) para la Subregión I. Panel inferior, diferencia de composiciones de anomalía de PNM en hPa del subperíodo II(1980-1990) para la Subregión II. En contornos verdes anomalías significativas al 90 %.

la circulación anómala anticiclónica simétrica tropical debido al calentamiento anómalo de TSM del Pacífico central. Esta intensificación de los oestes en altura podría estar generando un desplazamiento anómalo hacia el norte de los stormtracks y la actividad transiente sinóptica asociada.

En el campo de anomalías compuestas de V (viento meridional) se observa sobre el territorio argentino anomalía significativa negativa, esto implica componente anómala del viento norte, asociado a la estructura de onda de Rossby cuasi-estacionaria. Esto podría implicar un

transporte de masas de aire cálidas y húmedas a la región de estudio.

De lo anterior se destaca que las anomalías climáticas impuestas sobre el campo medio de circulación denotan una importante influencia del fenómeno ENOS sobre la variabilidad interanual de la precipitación para ambas subregiones en este tercer subperíodo, 1991-2010. Aunque sólo se mostraron para la subregión II, los campos de anomalías de TSM y de circulación troposférica son similares para la subregión I aunque menos intensas, como se ha dicho. Para profundizar el aspecto diferencial entre la

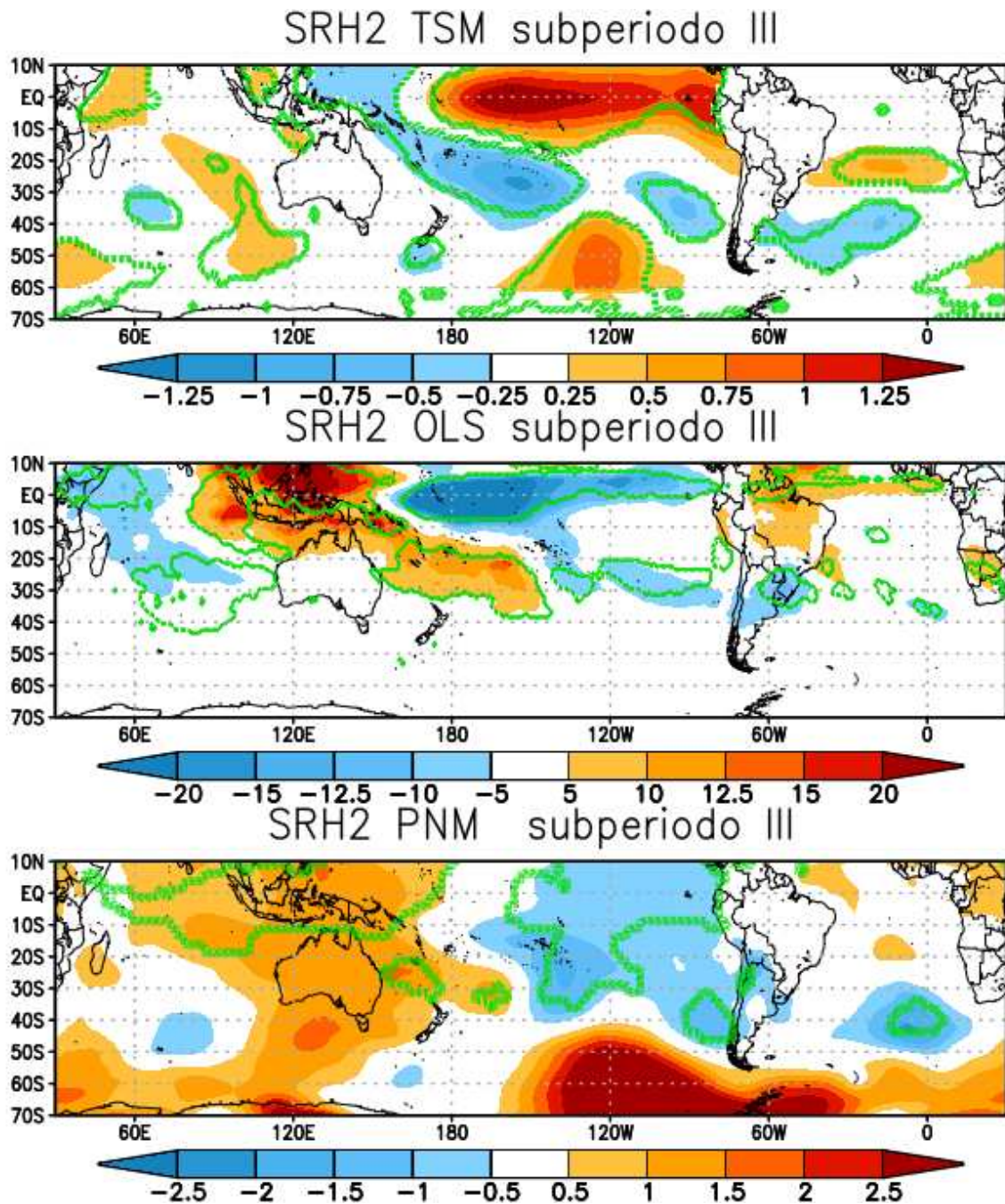


Figure 12: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados Celsius del subperíodo III(1991-2010) para la Subregión II. Panel central, diferencia de composiciones de anomalía OLS en W/m² del subperíodo III para la Subregión II. Panel inferior, diferencia de composiciones de anomalía PNM en hPa del subperíodo III para la Subregión II. En contornos verdes anomalías significativas al 90 %.

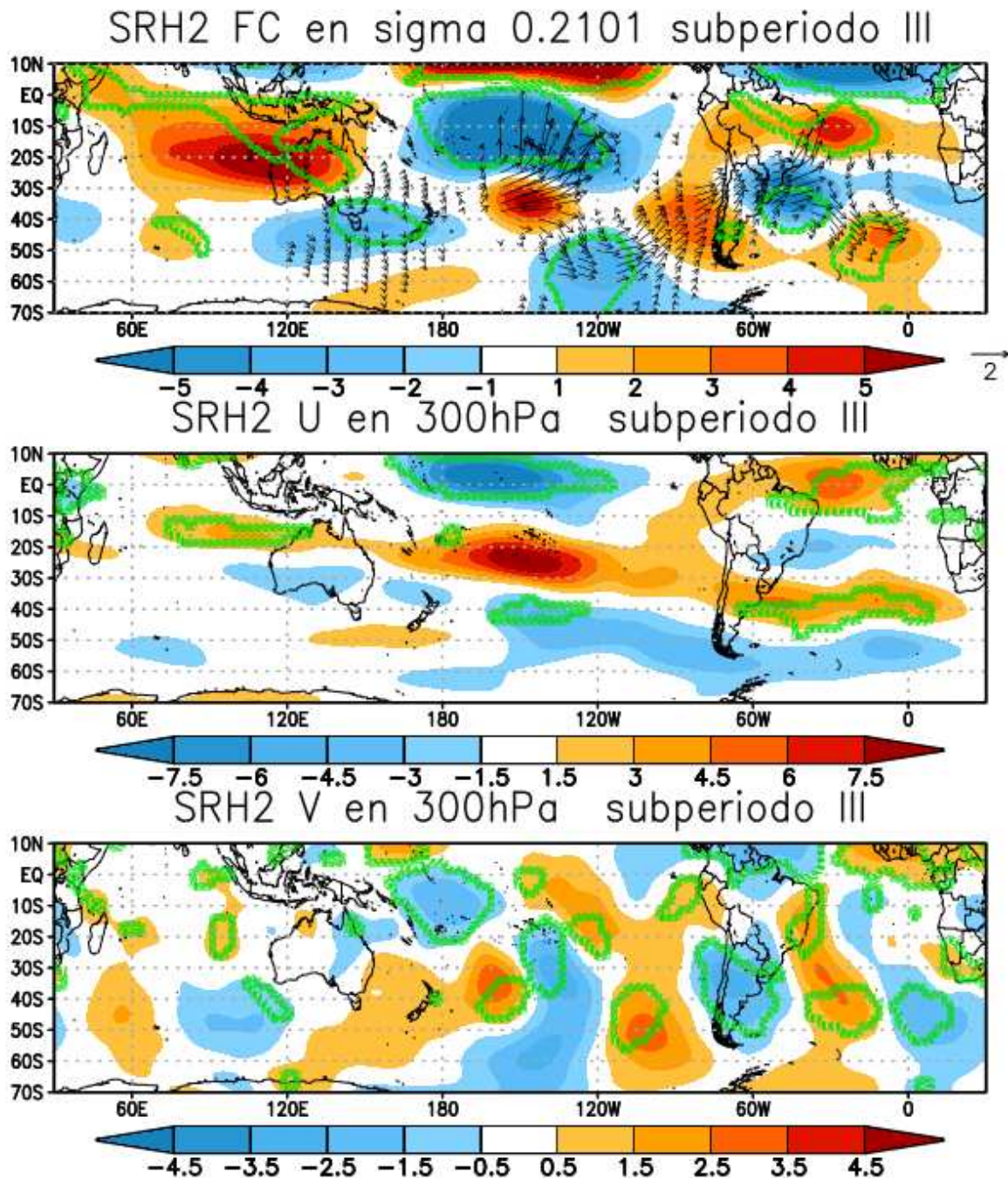


Figure 13: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de FC en $m^2/s \times 10^{-6}$ (sombreado) y flujos de el Takaya-Nakamura en 300hPa (vectores, m^2/s^2) del período III(1991-2010) para la Subregión II. Panel central, diferencia de composiciones de anomalía de U en m/s del período 3 para la Subregión II. Panel inferior, diferencia de composiciones de anomalía de V en m/s del período 3 para la Subregión II. En contornos verdes anomalías significativas al 90%.

subregión I y la subregión II en relación con la influencia notable del ENOS, a continuación se discriminan los años con valores bajos y altos de precipitación para las subregiones I y II en temporadas bajo condiciones El Niño o La Niña acorde a los índices nino3.4 (Tabla II) y nino1.2 (Tabla III). Para el análisis consideramos los años con temporadas bajo condiciones El Niño (La Niña) si el promedio de anomalía de cada índice, a lo largo de la fase húmeda de la precipitación regional, es igual o superior (inferior) a 0,5°C (-0,5°C).

Bajos		Altos	
Subregión I	Subregión II	Subregión I	Subregión II
2000	1994	1995	1993
2004	2004	1996	1990
2006	2006	1997	1998
2008	2008	1998	2003
2009	2009	2002	2010

Table II: Años bajos y altos de la serie de precipitación acumulada de la fase húmeda de las subregiones I y II para el subperíodo III. Los colores de las celdas hacen referencia a que se trate de una fase húmeda con condiciones tipo El Niño o La Niña acorde al índice nino3.4. En rojo si el año fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño y en azul si fue con condiciones tipo La Niña. En celeste se marcan los años que son considerados años La Niña acorde a la definición convencional de promedios trimestrales. En color blanco los años neutros.

De las tablas se puede apreciar que valores bajos de precipitación en ambas subregiones estarían mayormente asociados a condiciones La Niña y que los valores altos de precipitación estarían mayormente asociados a condiciones El Niño. Para la temporada de valores altos de precipitación, las condiciones Niño son fuertemente predominantes para subregión II, mientras que para la subregión I hay mayor variabilidad inter-Niño. Se puede apreciar que los años de las temporadas de los valores bajos de ambas subregiones son los mismos a excepción de uno y estarían mayormente

Bajos		Altos	
Subregión I	Subregión II	Subregión I	Subregión II
2000	1994	1995	1993
2004	2004	1996	1990
2006	2006	1997	1998
2008	2008	1998	2003
2009	2009	2002	2010

Table III: Años bajos y altos de la serie de precipitación acumulada de la fase húmeda de las subregiones I y II para el subperíodo III. Los colores de las celdas hacen referencia a que se trate de una fase húmeda con condiciones tipo El Niño o La Niña acorde al índice nino1.2. En rojo si el año fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño y en azul si fue con condiciones tipo La Niña. En celeste se marcan los años que son considerados años La Niña acorde a la definición convencional de promedios trimestrales. Y en blanco los años neutros.

asociados al fenómeno La Niña. Nótese que los años 2006 y 2009 son años La Niña si consideramos la definición convencional de promedio trimestral. Es decir que en temporadas de menor precipitación en ambas subregiones tenemos condiciones de enfriamiento anómalo en el Pacífico ecuatorial.

4. CONCLUSIONES

Este trabajo se focalizó en el estudio de la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación en la provincia del Chaco a partir de series de precipitación del APA y del SMN. Se realizó una regionalización de la precipitación a partir del ciclo medio anual mediante ACP en modo Q, definiendo cuatro subregiones. Se pudieron identificar dos fases en el ciclo medio anual, una fase húmeda (de octubre a abril) y una fase seca (de mayo a septiembre). Se estudió la variabilidad en baja frecuencia de la serie temporal dela precipitación acumulada en la fase húmeda del ciclo anual (de octubre a abril) promediada sobre las estaciones en la subregión I (SRH1) y de la subregión II (SRH2). Esto se debe a que la fase húmeda representa más del 80 por ciento del

acumulado anual. Además, en la subregión I vive la mayor parte de la población de la provincia y es la subregión de mayor desarrollo socio-económico. La subregión II, si bien está menos densamente poblada, es la que presenta mayores problemas de abastecimiento de agua y ha presentado crisis hídricas.

Se comprobó que las series SRH1 y SRH2 siguen una distribución normal, y se estimaron las tendencias lineales por cuadrados mínimos. Estas tendencias son muy bajas y no significativas.

El análisis espectral sobre las series SRH1 y SRH2 permitió identificar periodicidades significativas en torno a 6,1 años y 3,7 años. Estos cuasi-ciclos podrían asociarse a la variabilidad en alta y baja frecuencia del fenómeno ENOS.

Se examinaron cambios en la estacionariedad de las series de precipitación a través del test de Yamamoto y de correlaciones móviles con diversos índices climáticos. El test de Yamamoto arrojó que las series de precipitación no presentan inhomogeneidades de la media y desvío estándar por lo que resultan climáticamente homogéneas. Además, se exploró la presencia de forzantes lineales a través de correlación simple entre las series de precipitación y diversos índices climáticos, y su evolución a través del tiempo para ver la estacionariedad de estos forzantes. Esto permitió identificar 3 subperíodos para los cuales las series de acumulados de precipitación de la fase húmeda en las subregiones I y II presentan cambios en la estacionariedad de los forzantes. El primer subperíodo entre 1958 y 1978 asociado parcialmente al ENOS, un segundo subperíodo entre 1980 y 1990 independiente del ENOS pero vinculado al MAS, y el tercer subperíodo entre 1991 y 2010 vinculado al ENOS. Sobre cada uno de estos subperíodos se analizaron las anomalías compuestas de TSM y de variables atmosféricas asociadas a valores altos y bajos de las series SRH1 y SRH2 a fin de corroborar la presencia física de estos forzantes.

Durante el primer subperíodo (1958-1978), las variaciones de la precipitación acumulada en la

fase húmeda en la subregión I están asociadas a las variaciones en la posición e intensidad del AAS. Estas variaciones pueden estar asociadas a calentamiento anómalo de la TSM del Atlántico ecuatorial. Por otra parte, las variaciones interanuales de la precipitación acumulada en la fase húmeda en la subregión II no están asociadas a estructuras hemisféricas distinguibles de la circulación troposférica. Es posible que sea necesario reducir la escala temporal de análisis para poder encontrar mecanismos forzantes. Es decir, la imposibilidad de distinguir estructuras hemisféricas de anomalías indicaría dos posibles alternativas: o los forzantes globales están actuando en escala temporal menor al de la longitud de la fase húmeda, o puede que haya forzantes termodinámicos localmente actuantes en una menor escala espacial y temporal.

Durante el segundo subperíodo (1980-1990) las series de precipitación pierden relación con el ENOS y la ganan con el MAS. En los campos compuestos de circulación troposférica (por ej. en PNM) asociados a la precipitación regional, se observa un patrón de MAS inverso que propicia un menor intercambio meridional de masas de aire. En particular se observa, acompañado a este patrón de MAS inverso, un debilitamiento (fortalecimiento) del AAS durante un año con mayor (menor) precipitación acumulada en la fase húmeda (de octubre a abril) en la región. Esto implica un corrimiento al sur (norte) de los oestes, y por ende menor (mayor) actividad transiente en la región de estudio, y además menor (mayor) transporte de aire cálido y húmedo desde latitudes menores por el AAS. Esta situación dinámica y de transporte es contraria al signo de la precipitación observada en la escala analizada. Esto podría estar indicando que la variabilidad interanual de la precipitación acumulada durante la fase húmeda (de octubre a abril) en la región de estudio podría deberse a procesos termodinámicos de escala menor a la analizada.

Durante el tercer subperíodo (1991-2010), para los valores altos de precipitación en la subregión II, predominan condiciones tipo El Niño, es

decir, de calentamiento de TSM en el Pacífico ecuatorial, mientras que para la subregión I las TSM del Pacífico central presentan mayor variabilidad. Los valores bajos de precipitación para ambas subregiones presentan condiciones mayormente tipo La Niña, o sea, de enfriamiento en el Pacífico ecuatorial. Las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial y subtropical, generan convección anómala que se puede apreciar en la OLS. Esta convección anómala perturba la troposfera superior y se observa la emanación de una onda de Rossby cuasi-estacionaria desde el Pacífico central ecuatorial hacia Sudamérica. Este tren de ondas cuasi-estacionario modula la circulación troposférica en niveles bajos y altos en la región, afectando así a la precipitación estacional. En este sentido, por ejemplo, Cazes-Boezio y otros (2003) encuentran para la primavera austral una teleconexión entre el fenómeno El Niño y la precipitación en el sudeste de Sudamérica, a través de la propagación de ondas de Rossby cuasi-estacionarias.

Este trabajo ha significado el inicio de la investigación en baja frecuencia de la precipitación de la provincia del Chaco. Los resultados obtenidos son relevantes para conocer la dinámica climática de la región, aunque también ha abierto algunos interrogantes que nos llevan a la necesidad de reducir la escala temporal de análisis. Se han encontrado teleconexiones atmosférico-oceánicas asociadas a condiciones del ENOS en el Pacífico central que varían interdecadalmente. Ello abre a la posibilidad de lograr encontrar una herramienta dinámico-estadística de pronóstico climático cuando estas teleconexiones son contundentes como se observaron en las últimas décadas. Para esto es necesario realizar un estudio de relaciones desfasadas en el tiempo, y estudiar la variabilidad interanual mes a mes, a lo largo de la fase húmeda.

Acknowledgments: A la FCAG por el uso de las instalaciones, al APA por los datos, los fondos del proyecto de ANPCyT PICT-0048, y subsidio de Carmelite ONG.

REFERENCES

- Agosta, E. A. y Compagnucci, R. H., 2012. Central-West Argentina summer precipitation variability and atmospheric teleconnections. *Journal of Climate*, vol. 25, no 5, p. 1657-1677.
- Bjerknes, J., 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.
- Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- Boyin H., Banzon, V. F., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, T. C., Smith, T. M., Thorne, P. W., Woodruff, S. D., y Zhang, H., 2015. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 4. [indicate subset used]. NOAA National Centers for Environmental Information. *Journal of climate*, 2015, vol. 28, no 3, p. 911-930.
- Cazes-Boezio, G., Robertson, A. W., y Mechoso, C. R., 2003. Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay. *Journal of Climate* vol 16. no 8, p. 1159-1176.
- Enfield, D.B., Mestas, A.M., Mayer, D.A., y Cid-Serrano, L., 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *JGR-O*, 104, 7841-7848.
- González, M. H., y Flores, O. K., 2010. Análisis de la precipitación en la llanura chaqueña argentina y su relación con el comportamiento de la circulación atmosférica y las temperaturas de la superficie del mar. *Meteorológica*, 35(2), 53-66.
- Graeme D.R., 2006. The unequal variance t-test is an underused alternative to Student's t-test and the Mann-Whitney U test. *Behavioral Ecology*, Volume 17, Issue 4, pages 688-690.
- Green P. J. y Silverman B. W., 1993. *Nonparametric Regression and Generalized Linear Models: A roughness penalty approach*. Chapman y Hall, 184 pages.
- Grimm, A. M., Barros, V. R., y Doyle, M. E., 2000. Climate variability in southern South

- America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of climate*, vol. 13, no 1, p. 35-58.
- Hoffmann, J. A. J., 1992. The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America. *Erdkunde*, vol. 46, p. 42-51.
- Hurtado S. y Agosta E. A., 2015. Comparación de la precipitación derivada de satélite (TRMM) y de ERA-Interim en una zona de la provincia del Chaco. CONGREMET XII.
- Kahle D. y Wickham H., 2013. ggmap: Spatial Visualization with ggplot2. *The R Journal*, 5(1), 144-161. URL <http://journal.r-project.org/archive/2013-1/kahle-wickham/>
- Kalnay E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... y Zhu, Y., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kistler, R., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Kalnay, E., ... y van den Dool, H. (2001). The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological society*, 82(2), 247-267.
- Lau, N., Nath, M. J., 1996. The role of the "atmospheric bridge" in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *Journal of Climate*, vol. 9, no 9, p. 2036-2057.
- Liebmann B. y Smith C.A., 1996. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1275-1277.
- Lichtenstein, E. R., 1980. La Depresion del Noroeste Argentino (The Northwestern Argentina Low). Ph.D. dissertation, University of Buenos Aires, 223 pp
- Lilliefors, W.H., 1967. On the Kolmogorov-Smirnov Test for Normality with Mean and Variance Unknown. *Journal of the American Statistical Association*, Volume 62, Issue 318, Pages 399-402.
- Lübbecke, J.F., Burls N.J., Reason C.J.C., y McPhaden M.J., 2014. Variability in the South Atlantic Anticyclone and the Atlantic Niño Mode. *Journal of Climate*, vol 27 , 8135-8150.
- Mo K.C. y Ghil M., 1987. Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.* 44, 877-901.
- Penland, C., Sun, D.Z., Capotondi, A., y Vimont, D.J., 2010. A brief introduction to The Niño and La Niña 53-64 en *Climate Dynamics: Why does climate vary?*, editors: De-Zheng Sun y Frank Bryan. American Geophysical Union, 2010 216pp.
- R Development Core Team, 2008. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org>.
- Richman, M. B., 1986. Rotation of principal components. *Journal of climatology*, 6(3), 293-335.
- Salio, P. M., 2002. Caracterización de eventos de corriente en chorro en capas bajas de la atmósfera en base a reanálisis y la precipitación asociada en el Sudeste de Sudamérica. Ph.D. dissertation, University of Buenos Aires.
- Seager, R., Harnik, N., Kushnir, Y., Robinson, W., & Miller, J., 2003. Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. *Journal of Climate*, 16(18), 2960-2978.
- Seluchi, M. E., Seluchi, M. E., Saulo, A. C., Nicolini, M., y Satyamurty, P., 2003. The northwestern Argentinean low: A study of two typical events. *Monthly Weather Review*, vol. 131, no 10, p. 2361-2378.
- Swadhin, K.B., y Yamagata, T., 2015. Indo-Pacific Climate Variability and Predictability. World Cientific, 324p .
- Schwerdtfeger, W., 1976. World survey of climatology volume 12: climates of Central and South America. Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam.
- Takaya, K., & Nakamura, H., 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(6), 608-627.
- Vera C., Higgins W., Amador J., Ambrizzi T., Garreaud R., Gochis D., Gutzler D., Lettenmaier D., Marengo J., Mechoso C. R.

- Nogues-Paegle J., Dias P. L. S., y Zhang C, 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of climate*, vol. 19, no 20, p. 4977-5000.
- Wilks, D.S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier, 628pp
- Wickham H., 2009. *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*. Springer-Verlag New York.
- Yamamoto, R., Iwashima, Y., y Sanga, T., 1986. An analysis of climatic jump. *J. Meteor. Soc. Japan*, Volume 64, pages 273–280.
- Yamamoto, R., Iwashima T. y Sanga N.K., 1987: Detection of the Climatic Jumps, Presented at XIX IUGG General Assembly, Vancouver.
- 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.