### HIDROLOGÍA Y CIRCULACIÓN DEL ESTUARIO DEL RÍO DE LA PLATA

Diego Moreira and Claudia Simionato

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO, FCEN-UBA), Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA, CONICET-UBA) and Instituto Franco-Argentino para el Estudio del Clima y sus Impactos (UMI IFAECI, CNRS-CONICET-UBA). Ciudad Universitaria Pabellón II Piso 2 (C1428EHA) Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 29 de agosto de 2017, en su versión final el 1 de diciembre de 2017)

### RESUMEN

Este trabajo compila y resume los conocimientos actuales sobre la hidrología y circulación del Estuario del Río de la Plata, revisando la literatura existente sobre el tema. En primer lugar, se describen los principales forzantes de la circulación en el estuario -su geometría y batimetría, descarga, olas, mareas y vientos- enfatizando, cuando corresponde, en sus escalas temporales de variabilidad de intra a inter-anual. Luego, se discuten la estructura de la densidad y los principales patrones de circulación, sintetizando los resultados obtenidos a partir de estudios basados en modelos y en observaciones. La descripción de la circulación se realiza en dos partes: (i) en primer lugar, se presenta la circulación barotrópica (media vertical) con gran impacto en el transporte neto de masa y, por lo tanto, en la variabilidad del nivel del agua en el estuario, (ii) en segundo lugar, se discute lo que se conoce acerca de las corrientes baroclínicas (que varían verticalmente) en la zona frontal y su influencia en la estructura de densidad. Finalmente, se describen los caminos de las masas de agua dulce de los principales afluentes a lo largo del estuario y se discuten los mecanismos que favorecen la retención en la zona frontal.

Palabras clave: Estuario del Río de la Plata, hidrodinámica, circulación, escalas de mezcla

### THE RÍO DE LA PLATA ESTUARY HYDROLOGY AND CIRCULATION

### ABSTRACT

This work compiles and summarizes the current knowledge of the Río de la Plata Estuary hydrology and circulation, reviewing the existing literature on the issue. We firstly describe the main forcings of the circulation in the estuary -its geometry and bathymetry, runoff, wind-waves, tides and winds- emphasizing, when it applies, in their temporal scales of variability from intra to inter-annual. Then, we discuss the density structure and the main circulation patterns, synthesizing results derived from modelling and observational studies. The description of the circulation is done in two parts: (i) firstly reporting the barotropic (vertically averaged) motion, which strongly affects the net mass transport and sea surface height variability in the estuary and, therefore, is linked to the surges; and (ii) secondly, discussing what it is known about the baroclinic (vertically varying) currents in the frontal zone and

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

their influence on the density structure. Finally, the paths of the freshwater masses of the main tributaries along the estuary are described and the mechanisms that favour retention in the frontal zone are discussed.

Keywords: Río de la Plata Estuary, hydrodynamics, circulation, flushing scales

### 1. INTRODUCTION

It has been estimated that 23% of the world population  $(1.2 \times 109 \text{ people})$  lives near the coasts (less than 100 km and up to 100 m above sea level), while the density of the population in these coastal regions is three times larger than the global average (Small and Nicholls, 2003). One of these densely populated sites is located in the Río de la Plata (RdP) Estuary, the most developed area of Southern South America, located at 35°S on the south-western South Atlantic.

The RdP (Figure 1) has large social and economic importance for the countries along its shores, Argentina and Uruguay. It drains the second largest basin of South America, formed by the Paraná and the Uruguay rivers. The estuarine area is  $35,000 \text{ km}^2$  and the fluvial drainage area is  $3.1 \times 106 \text{ km}^2$  (Depetris and Griffin, 1968), which ranks the RdP in fourth and fifth in the world in fluvial discharge and drainage area, respectively. The capital cities of both countries, Buenos Aires and Montevideo, and a number of harbours, resorts and industrial centres are located on its margins and influence zone. This estuary is the main source of drinking water for millions of inhabitants in the hinterlands, for whom it is also an important amusement area. The RdP constitutes the access to the most important harbours of southern South America, including those of Argentina and Uruguay; the navigation channels of these ports demands a continuous dredging. In addition, the transfers of commodities to Paraguay from and to overseas countries is also made though the estuary and its tributary rivers. The estuary contains one of the largest wetlands of the region in Samborombón Bay, which is the home for a number of species of fishes, turtles, crabs and migratory birds (Lasta, 1995; Canevari et al., 1998; Volpedo et al., 2005). The drainage of rich in organic detritus and nutrients freshwater enriches the estuary and provides highly productive habitats for a large number of organisms. The convergence of fresh and salt water generates a border system (an ecotone) that favours spawning and nursery for several coastal species (e.g., Acha and Macchi, 2000; Berasategui et al., 2004; Rodrigues, 2005; Berasategui et al., 2006; Acha et al., 2008; Derisio et al., 2014). All these aspects are highly conditioned by the variability in the salinity and the sedimentology which, in turn, is mostly governed by the circulation (e.g., Simionato et al., 2007; Meccia et al., 2013; Moreira, 2016).

In what regards the impact on the adjacent ocean, the fresh water plume of the RdP influences the shelf over a distance of more than 500 km to the north (Campos et al., 1999), exporting water, sediments, carbon and nutrients. Using the first remote observations of Sea Surface Salinity coming from Aquarius and SMOS, Guerrero et al. (2014) show how the Río de la Plata waters are exported towards the deep ocean in the region of Brazil-Malvinas Confluence. Consequently, this estuary has an obvious impact on the adjacent shelf and the boundary currents system (e.g., Machado et al., 2013; Combes and Matano, 2014).

Many environmental questions in the RdP and the adjacent shelf are linked to the circulation, its variability and its principal forcings. Some of the most significant issues include drinking water resources, storm surges forecast (e.g., Dinápoli et al., 2017), floods alerts (e.g., Moreira et al., 2014), waste drainage, optimization of dredging operations (e.g., Cardini et al., 2002), understanding geomorphological change (e.g., Codignotto et al., 2011; Cellone et al., 2016), contamination (e.g., Colombo et al., 2005; 2007; Avigliano et al., 2015), benthic ecology (e.g.,

## Meteoro logica



*Figura 1:* Bathymetry of the Río de la Plata Estuary (in m) and main geographical and topographical features in a 3-dimensional view (right) and a plant view with isobaths (left). Note that in the 3-d view, vertical and horizontal scales are different. The points denoted as ARG and PON show the sites where ADCP data were gathered during the FREPATA Project. Adapted from Moreira (2016) and Simionato et al. (2008) reprinted with permission from Elsevier.

Gómez-Erache, 1999), primary productivity (e.g., Gómez-Erache et al., 2004; Huret et al., 2005) and fisheries (e.g., Jaureguizar et al., 2003a,b; Acha et al., 2008; Jaureguizar et al., 2008; 2016).

The water circulation in the RdP Estuary and in the adjacent shelf is driven by the complex interaction of several forcings (drivers) -the tributaries flow, the tides, the winds, the geometry and the bottom topography- and is affected by the rotation of the Earth. The high variability of the winds in the area and the large breadth of the estuary give to circulation particular features (e.g. Simionato et al., 2004a,b; 2006a,b; Meccia et al., 2009; 2013).

Given the large impact of the RdP circulation on a number of scientific questions so as in management, the aim of this work is to compile, summarize and integrate most of the numerous papers that have been produce regarding the estuary circulation and hydrology. We hope that this work will facilitate the access to the information to a broad audience, particularly to those who are not specialized in physical processes in estuaries.

# 2. GEOGRAPHIC SETTING AND FORCINGS

### 2.1 Main bathymetric features

An estuary can be defined as an embayment of the coast in which buoyancy forcing alters the fluid density from that of the adjoining ocean (Valle-Levinson, 2010; Geyer and MacCready, 2014). The RdP estuary (Figure 1), in particular, is one of the largest estuaries in the world (Shiklomanov, 1998). It is located on the eastern coast of southern South America at approximately 35°S, and has a northwest to southeast oriented funnel shape approximately 320 km long, which narrows from 230 km at its mouth to 40 km at its upper end (Balay, 1961). A complete description of its morphology and sedimentology can be found in Ottman and Urien (1966), Depetris and Griffin (1968), Urien (1972), Parker et al. (1986), López Laborde (1987), Moreira et al. (2016), and references therein. Based on its morphology and on what is known or inferred about its dynamics, the RdP Estuary has been classically divided into two regions split by the Barra del Indio, a submerged shoal with a slightly convex shape and depths of 6.5-7 m which crosses the estuary between Punta Piedras and Montevideo. The

upper region is almost occupied by freshwater and is characterized by shallow banks with depths ranging from 1 to 4 m (Playa Honda and Ortiz Bank), which are separated from the coasts by deeper channels with depths varying from 5 to 8 m (North, Oriental and Intermediate Channels) and limited to the south by the Barra del Indio. Eastwards the shoal, the Maritime Channel, a wide depression with depth increasing from 12 to 14 m at the north to 20 m at the south, separates Samborombón Bay to the west from a region of banks known as Alto Marítimo to the east. The Alto Marítimo is formed by the Arquímedes and English Banks, with depths ranging from 6 to 8 m, and the Rouen Bank with a depth of 10 to 12 m. To the north of those banks, the Oriental Channel, the deepest channel of the estuary with depths of up to 25 m, extends along the Uruguayan coast. Samborombón Bay is a very shallow and extensive area with depths ranging from 2 to 10 m that extends between Punta Piedras to the north and Punta Rasa to the south.

### 2.2 The continental discharge

Freshwater reaches the RdP Estuary through a number of tributaries (Figure 2), being the two major the Paraná and Uruguay rivers. Those rivers form the second largest basin of South America after the Amazon, with a mean discharge for the 1931-2016 period of  $23,000 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$  (Borús and Giacosa, 2014; Borús et al., 2017). The Paraná River flows into the estuary forming a large delta; the two main branches are the Paraná Guazú-Bravo, transporting approximately 77% of the runoff, and the Paraná de las Palmas, transporting the remaining 23% (Nagy et al., 1997; Jaime and Menéndez, 2002). The mean transport of the minor tributaries is several orders of magnitude less and, therefore, the average continental discharge to the estuary can be almost evaluated as the result of the transport of the two major tributaries (Framiñan et al., 1999).

The RdP flow regime showed large inter-annual and inter-decadal variability. On inter-decadal

time scales a normal runoff cycle, that spanned between 1931 and 1943, a dry period during 1944-1970 and humid period starting in 1971 were reported (Jaime and Menéndez, 2002). The increment of the mean flow from the dry to the humid phase reported by Jaime and Menéndez (2002) was significant: 15 % more than the historical mean and 33 % more than the 1944-1970 mean. The mean runoff from 1971 to 2002 rose to 24,000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> (Jaime and Menéndez, 2002) and to 25,000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> between 1997 and 2016 (Borús et al., 2017).

The runoff variability in inter-annual time scale has been studied by Mechoso and Perez-Iribarren (1992), Robertson and Mechoso (1998), Jaime and Menéndez (2002; 2003). It displays a near-decadal component, and inter-annual peaks at El Niño - Southern Oscillation (ENSO) timescales. The near-decadal component, in which high river runoff is associated with anomalously cool sea surface temperatures (SST) over the tropical North Atlantic, is most marked in the Paraná River. Instead, ENSO timescale variability (with peaks at bands centred at about 2.5 and 3.5 years) is more pronounced in the Uruguay River, with El Niño (La Niña) associated with enhanced (reduced) stream flow. Additionally, another peak of variability centred at 6.5 years has been recorded for this river. It is related to a pattern of large SST anomalies in the central and western Pacific, with large off-equatorial anomalies farther east. This spatial pattern is characteristic of longer timescale variability over the tropical Pacific. Over the South Atlantic, the SSTs associated to this cycle resemble the semi-quadrennial one. However, the SST anomaly pattern over the tropical North Atlantic is of the opposite sign, with cold anomalies accompanying positive stream-flow anomalies. Peaks as large as  $90,000 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$  and as low as  $8,000 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$  have been recorded in association with those cycles.

The total discharge to the RdP Estuary displays a weak seasonality; this is because of the weak seasonality of the tributaries, and the fact that their cycles are out of phase, partially

### Meteoro logica



*Figura 2:* Colour image collected by the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer on board of Terra satellite (MODIS-TERRA) in April 12th, 2007. The image shows the Río de la Plata Estuary and its main tributaries, so as geographical references. Adapted from Visible Earth, http://visibleearth.nasa.gov.

compensating each other (Nagy et al., 1997). The mean seasonal cycle of the main tributaries and of the total runoff to the RdP is shown in Figure 3. The Paraná Guazú river displays a maximum runoff between March and June and a minimum in October (Figure 3, green line). The Paraná de las Palmas (blue line), with a lower runoff, has a maximum between March and May and a minimum in October. The Uruguay River displays two maxima, one in October-November and the other in May-June, and a minimum in January. This way, the total runoff is around  $30,000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  in winter and around  $23,000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  in summer.

Meccia et al. (2009) and Saraceno et al. (2014)

showed from numerical simulations and satellite observations that the runoff that reaches the RdP Estuary is the main modulator of the inter-annual time scale variability of the sea surface height (SSH). They estimated that the changes in the mean sea level associated to the extreme discharge conditions might vary from  $\pm 0.25$  m at the uppermost RdP (Meccia et al., 2009), to the order of  $\pm 0.03$  m at the exterior estuary. The variability on inter-annual time scales of the continental discharge has a strong impact on the position of the surface and bottom salinity fronts of the RdP (FREPLATA, 2005; Guerrero et al., 2010), the turbidity (Dogliotti et al., 2016), the retention properties at the estuary (Acha et al., 2012), the grow of



Figura 3: Monthly mean discharge  $(m^3 s^{-1})$ for the Uruguay river (red), the Paraná de las Palmas River (blue), the Paraná Guazú River (green) and for the total of the three (black) for the period 1980 to 2016.

marshes (Schuerch et al., 2016), the chlorophyll-a concentration(Machado et al., 2013) and the structure of the phytoplankton, with a significant reduction of diversity and decreases in biomass and phytoplankton density, during El Niño phases (Satchiq et al., 2015). Also, it has been reported that cyanobacteria are more abundant in the neutral periods, Chlorophyceae dominate during La Niña phase and Bacyllariophyceae dominate during El Niño (Satchiq et al., 2015). Finally, the warm-phase ENSO events increase the trophic state of the sediments because of the increased freshwater input (García-Rodriguez et al., 2014). The variability on seasonal time scale of the runoff has a large impact on turbidity (e.g., Moreira et al., 2013) and a low impact on sea level (Meccia et al., 2009).

### 2.3 Tides

The RdP is a microtidal system and the tidal regime is mixed, dominantly semidiurnal. The principal lunar semi-diurnal M2 is the most significant constituent (M2 has an amplitude of 0.27 m at Buenos Aires and around 0.65 m in Samborombón Bay, Figure 4 upper panel, Simionato et al., 2004a); however, there are significant diurnal inequalities, mostly caused by the principal lunar diurnal constituent O1, with an amplitude of 0.15 m at Buenos Aires (D'Onofrio et al., 1999). This way, maximum amplitude at Buenos Aires (upper estuary) can reach 1 m, whereas the mean is 0.6 m. At Punta Rasa, the maximum amplitude reaches 1.43 m and the mean is of 0.76 m (SHN, 2017).

Tidal waves associated with the South Atlantic amphidromes reach the Continental Shelf while propagating northward (O'Connor 1991; Glorioso and Flather 1995, 1997; Simionato et al., 2004a). As they propagate over the shelf, geographic setting modifies their propagation so that energy enters the estuary mainly from the southeast (Simionato et al., 2004a). The tide (Figure 4 upper left panel) propagates as a Kelvin wave forced at the estuary mouth, leaving the coast to the left in the Southern Hemisphere; therefore, tidal amplitudes are larger and currents are stronger along the Argentinean coast than along the Uruguayan one (Simionato et al., 2004a). The tide propagates at the phase speed (c) of long external gravity waves  $c = \lambda/T = \sqrt{qH}$ , where  $\lambda$  is the wavelength, T is the period, g is the acceleration of gravity and H is the depth. In consequence, as the wave progresses towards the estuary head, H decreases and therefore, c and  $\lambda$  must decrease. Owing to this effect and the considerable length of the estuary, semidiurnal constituents have the unusual feature of nearly complete a wavelength within the estuary at all times (CARP, 1989). Tidal amplitudes are generally not amplified toward the upper part (Figure 4). The estuary is long and converges only at its innermost part, where it is extremely shallow and bottom friction plays a fundamental role controlling the wave amplitude (Framiñan et al., 1999). This way, dissipation by bottom friction is large, and most of the energy is lost before the tidal wave reaches the upper estuary (Figure 4 lower panel); as a consequence, tides have small amplitude in the upper estuary and along its northern coast (Simionato et al., 2004a).

Given that water level is easier to measure than tidal currents, observations of this last variable are scarcer, and much of what is

Meteoro logica



Figura 4: Tidal amplitude (m) and phase (°) for the  $M_2$  tidal constituent (upper left and right panels), current ellipses (ms<sup>-1</sup>, gray colour indicates clockwise rotation and white colour indicates anti-clockwise rotation, lower left panel) and energy dissipation by bottom friction (in wm<sup>-2</sup>, lower right panel). The figure shows how the wave propagates upstream as a Kelvin wave and that it loses its energy by bottom friction, particularly at the tips of Samborombón Bay and along the southern coast of the estuary. Adapted from Simionato et al. (2004a), reproduced with permission from the Coastal Education and Research Foundation, Inc.

known about its behaviour was inferred from numerical simulations. Maximum speeds occur at the northernmost and southernmost limits of Samborombón Bay whereas in its interior they are weaker (Figure 4 lower left panel). This last region displays a rotational feature, but at the upper and central estuary tidal currents tend to be more unidirectional; this last is also the case along the Uruguayan coast (Simionato et al., 2004a). The tidal ellipses have a clockwise rotation and a west-northwest to east-southeast orientation in the southern coast, and are elongated, with an east-west orientation and a counter clockwise rotation in the northern

coast (Figure 4 lower left panel). The speed of the tidal currents range between 0.2 and 0.4  $\rm ms^{-1}$  at the salinity frontal zone (Simionato et al., 2006a).

Luz Clara Tejedor et al. (2014) studied the influence of the large inter-annual changes in the continental discharge related to the ENSO cycles on the tidal amplitude and phase. The authors showed that significant non linear interactions occur, with an increase (reduction) of the runoff accompanied by increments (reductions) of the dominant tidal constituent M2 phase and reductions (increments) of its amplitude. This is a consequence of the deformation that occurs because of the interaction between the tide and the currents.

### 2.4 Winds

Winds are the main forcing of the RdP Estuary circulation, particularly in its exterior area and, as it will be discussed later, it affects estuarine circulation on every time scale. The atmospheric general circulation in the RdP region is controlled by the influence of the semi-permanent South Atlantic high pressure system. The counter-clockwise circulation associated with this centre advects warm and moist air from subtropical regions over the estuary (Minetti and Vargas, 1990). On the other hand, cold atmospheric systems coming from the south drive cold air masses over the area with a dominant periodicity of around 4 days (Vera et al., 2002). The passage of these cold fronts is in occasions associated with convective storms which are usually referred as 'Pamperos'. As a result of those features, an alternation of winds from the northeast to the southwest in a scale of a few days is the dominant characteristic of wind variability in the area (illustrated in Figure 5, from Simionato et al., 2008). It is modulated in intra-seasonal time scales by an alternating pattern of variability which is associated with precipitation variability and northeast to southwest changes in surface winds (Nogués-Paegle and Mo, 1997; Liebmann et al., 2004).

Additionally, the RdP is located in one of the most cyclogenetic regions of the Southern Hemisphere (Gan and Rao, 1991), due to waves that move along subtropical latitudes of the South Pacific and South American regions -exhibiting maximum variability in periods of 10 to 12 days- that interact with subtropical air masses over north-eastern Argentina, Uruguay and southern Brazil (Vera et al., 2002). Approximately 8 cyclones per year occur; when they develop over Uruguay, they can originate very strong south-easterly winds, with speeds that exceed 15 ms<sup>-1</sup> (Seluchi, 1995; Seluchi and Saulo, 1996). These storms, known as 'Sudestadas' produce storms surges and floods in the upper estuary (D'Onofrio et al., 1999; Santoro et al., 2013; Dinápoli et al., 2017), but they can be also produced by other meteorological conditions driving to strong and/or persistent winds from the east and southeast (Escobar et al., 2004). Sudestadas have a frequency of occurrence of around 2 to 3 events per year (Escobar et al., 2004).

An onshore to offshore alternation characterizes the seasonal variations of the surface winds from summer to winter, associated to a larger frequency of north-easterlies in summer and a larger frequency of westerlies in winter (Simionato et al., 2005a; Guerrero et al., 1997a,b).

A linear trend analysis over the last 40 years of 20th Century showed a displacement of the summer-winter seasonal features to earlier months (Simionato et al., 2005a). On inter-annual time-scales, the first leading pattern of variability describes east-west changes of surface winds (Simionato et al., 2005a) that seems to be forced by the semi-biennial tropospheric oscillation excited in the western tropical Pacific (Mo, 2000); the conditions over the RdP are influenced by such oscillation through an atmospheric Rossby wave train propagating out of the tropics (Simionato et al., 2005a). The second leading mode of variability is associated with anticyclonic/cyclonic wind rotations off the estuary on inter-annual time scales which are related with changes in both atmospheric and oceanic surface conditions at Southern Hemisphere high-latitudes (Simionato et al., 2005a). Piola et al. (2005) and Meccia et al. (2009) suggested that variability at the ENSO frequencies in the RdP would not only be associated with runoff anomalies but also with surface wind anomalies over the estuary, which have a dominant westward (eastward) component during El Niño (La Niña) phase. The 850 hPa geopotential anomalies associated to the ENSO phases shown by Grimm et al. (2000)are consistent with those results. Those wind



Wind vectors stick diagrams

Figura 5: Four-daily wind vectors stick diagrams for the four seasons of an arbitrary year (in this case, 1995) from the NCEP/NCAR reanalysis at  $35.2^{\circ}$ S 54.37°W. The main feature of wind variability in the region is their alternancy from northeast to southwest; north-easterlies are more frequent in summer and south-westerlies, in winter. Reprinted from Simionato et al. (2008) with permission from Elsevier.

anomalies might be responsible for the relatively low extension of the RdP fresh plume to the north along the Brazilian coast, which is observed even under very high runoff conditions (Piola et al., 2005).

### 2.5 Wind waves

Considering the general orientation of the RdP (from northwest to southeast) and its

shallowness, only the waves propagating from the southeast can reach the upper RdP (Dragani and Romero, 2004). In general, the waves with relatively long period coming from the deep water of the Atlantic Ocean suffer refraction, shoaling and friction effects as they propagate to the interior of the estuary, that diminish wave heights by 94.9 % (Dragani and Romero, 2004). Therefore, it is considered that local generation is the main cause of waves in the upper estuary (Halcrow and Partners, 1969; Dragani and Romero, 2004). Observations gathered in the area of Costanera Sur of Buenos Aires (Molinari and Castellano, 1990) showed that the most frequent periods are between 3 and 4 seconds, being unlikely those of more than 7 seconds. These results are consistent with those derived by EIH (1985). The most frequent range of significant heights are between 0.20 and 0.60m, being unlikely waves higher than 1,50 m. At the exterior RdP, Dragani and Romero (2004) showed that the wave climate is a combination of "swell" (waves not related to local winds) and "sea" (waves generated by local winds), with dominant heights between 0.5 and 1.5 m and periods from 4 to 6 s for sea and 10 to 12 s for swell. The highest waves are more often associated with the presence of cyclones located either on the continental shelf (northern 40° S) or on the Uruguayan and southern Brazilian region (Dragani et al., 2013).

Dragani et al. (2010) reported a possible increase in wind wave heights in the south-western South American continental shelf between  $32^{\circ}$  S and  $40^{\circ}$  S during the last decades, that suggest that could be related to a shift of the semi-permanent anticyclone. This change could be associated, in turn, with the increased erosion observed in the outer estuary (Codignotto et al., 2012).

### 3. MEAN SALINITY, TEMPERATURE AND DENSITY PATTERNS AND THEIR SEASONAL CYCLE

Density in the RdP is controlled by salinity, whereas the changes in temperature, even though important from one to other season, only show small horizontal gradients (see discussion below). The stratification is controlled by the confluence of fresh waters from the tributary rivers over the denser waters from the Continental Shelf (Figure 6, adapted from Guerrero et al., 2010), which enter into the system as a topographically controlled salt wedge (Figure 7, from Guerrero et al., 1997b) with an extension of between 100 and 250 km (Guerrero et al., 1997a,b). This wedge determines the occurrence of a bottom saline front (see discussion below), associated with a zone of maximum turbidity (e.g., Framiñan and Brown, 1996; Moreira et al., 2013; Dogliotti et al., 2016). The location of the wedge is strongly anchored to the Barra del Indio shoal, but presents some mobility with the runoff, the tides and the winds (Meccia, 2008; Meccia et al., 2013; Moreira et al., 2013; Dogliotti et al., 2016).

The seasonal cycle of temperature and salinity in the RdP was first reported by Guerrero et al. (1997a) using 1600 hydrographic stations gathered during 29 years (from 1966 to 1995). Since then, many more observations were collected, but the pattern described by those authors has not qualitatively changed (see, for instance, FREPLATA, 2005; Lucas et al., 2005; Guerrero et al., 2010). They defined a warm period from December to March (summer in the SH), whereas the period from June to September characterizes the cold season (winter in the SH). During summer (Figure 6 upper panels), a marked gradient along the estuary axis is observed, with temperatures decreasing offshore. The bottom gradient is more abrupt than the surface one. During the cold season the distribution is more homogeneous, with similar temperatures (11 to 12  $^{\rm o}{\rm C}$ ) over the intermediate and exterior RdP, and in both the upper and bottom layers.

The lower panels of Figure 6 (adapted from Guerrero et al, 2010), shows the horizontal distribution of salinity at the surface (right panels) and near the bottom (left panels) for the warm and cold seasons, respectively. A similar distribution is observed near the bottom during both seasons, with a gradient along the estuary axis and high values in the maritime zone, decreasing to the inner RdP. The main differences from one to other season occur at the surface layer. During the cold season the freshwater plume of the RdP moves to the north along the Uruguay coast reaching southern Brazil (Möller et al., 2008; Piola et al., 2008), whereas during the warm season the freshwaters displaces to the south reaching Cabo San Antonio. Wind anomalies have been considered responsible for

### Meteoro logica



*Figura 6:* Mean sea temperature (left panels) and salinity (right panels) for the warm and cold seasons for the surface (upper panel) and bottom (lower panel) layers. All the figures correspond to a normal (around the mean) continental discharge condition. The figure shows the most characteristic seasonal pattern of the salinity field in the RdP, with the freshwater mass extending offshore along the northern coast of the estuary in winter and retracting south-westward in summer. From Guerrero et al. (2010).



*Figura 7:* Vertical salinity profiles (in PSU) in the RdP along three different sections (a) north, (b) central and (c) south, for the warm (left) and the cold (right) seasons. The extension and changes in the stratification during the year can be appreciated, in particular along the northern section. From Guerrero et al. (1997b).

the movement and the extension of the RdP fresh plume because of the seasonal variation of the surface winds from summer to winter (Guerrero et al., 1997a,b; Simionato et al., 2001; Lucas et al., 2005; Simionato et al., 2007), with a larger frequency of north-easterlies in spring-summer and a larger frequency of south-westerlies in fall-winter (Simionato et al., 2005a).

SST variability on seasonal time scale and its relation to wind variability was explored by Simionato et al. (2010) using satellite SST and sea surface winds. They found that the seasonal cycle can be explained in terms of two modes. The first one, characterizing fall-early winter/spring-early summer, is related to the radiative cycle. The second one, corresponding to late summer and winter, displays warm/cold anomalies along the Uruguayan coast forced by the prevailing winds during those seasons. The SST seasonal cycle over the estuary is uncoupled from that on the open ocean, and the maxima and minima occur sooner. This is because the upper and intermediate RdP are very shallow and rapidly respond to radiation, and the reason why the thermal amplitude of the Argentinean Shelf maximizes at the upper estuary.

### 4. CIRCULATION PATTERNS

## 4.1 The barotropic circulation and its effects on sea level

## 4.1.1. Circulation forced by the runoff and the winds

The barotropic (or vertically averaged) component of the flow dominates the variability of the SSH and has a strong impact on the net mass transport. For the RdP, it has been studied by means of numerical simulations (Jaime and Menendez, 1999; Simionato et al., 2004b, 2006b; Piedra-Cueva and Fossati, 2007; Fossati and Piedra-Cueva, 2008; Meccia et al., 2009) and from direct currents observations (Simionato et al., 2006a). Their main features, as they can be summarized from those works, are discussed in what follows.

The barotropic subtidal flow (figures 8 and 9) is highly influenced by the geometry and bathymetry, the rotation of the Earth and, specially, the winds (Simionato et al., 2004b).

## Meteoro logica

In the upper estuary, after the discharge of the tributaries, the flow concentrates along the deep North and Intermediate channels (Jaime and Menendez, 1999; Simionato et al., 2004b; Piedra-Cueva and Fossati, 2007; Fossati and Piedra-Cueva, 2008). As the freshwater reaches the central part of the estuary, the effect of the rotation of the Earth (Coriolis effect) becomes to play a role and the transport concentrates to the north. Even though the RdP is shallow, the (barotropic) Rossby radius of deformation is of only 100 km (Simionato et al., 2004b). Even though the Arguimedes and English banks divide the flow into two branches in the exterior part of the estuary, in the absence of winds (Figure 8, left panel) they meet again after flowing through this region. Despite the fact that the transport increases (reduces) for higher (lower) runoff conditions, the described pattern is preserved (Simionato et al., 2004b)

Barotropic (vertically averaged) circulation of the Río de la Plata





Figura 8: Model derived residual (subtidal) transport stream function (thousands of  $m^3s^{-1}$ ) at the RdP and a detail for Samborombón Bay (inset) for a runoff of 20,000  $m^3s^{-1}$  in absence of winds. The magnitude of the transport between two isolines equals the difference between their associated values. Reprinted from Simionato et al. (2004b), with permission from Elsevier.

The estuary's spatial patterns of circulation in response to wind variability are determined

by wind direction more than by wind speed (Simionato et al., 2004b) and develop rapidly, occurring in a scale of between 3 and 9 hours (Simionato et al., 2006a). Both observations (Simionato et al., 2006a) and models (Simionato et al., 2004b) indicate that the barotropic wind driven circulation of the estuary can be explained in terms of two modes (or characteristic spatial structures) of circulation associated to winds with either a cross-estuary or an along-estuary dominant component. This way, the estuary circulation can be sketched in terms of four patterns associated to each of the positive and negative phases of the modes (Figure 9, from Simionato et al., 2004b). The patterns corresponding to the first mode (Figures 9 a, b and e, f) are related to an inflow/outflow of water at the exterior part of the estuary, whereas the second mode (Figures 9 c, d and g, h) dominates when the wind blows along the estuary axis, that is, from the SE or from the NW (Simionato et al., 2004b, 2006a). The first mode accounts for the seasonal signal observed, for example, in the salinity field (Figure 6 right panel) and the second has a very distinctive pattern of significant SSH increase or reduction at the upper part of the estuary, respectively (Simionato et al., 2004b, 2006a). This last mode accounts for two extreme situations often observed at the RdP (Simionato et al., 2004b): the Sudestada, causing floods, and the persistent north-westward wind, causing low levels that in occasions collapse the fresh water supply to Buenos Aires city (Campetella et al., 2007).

There are three different zones of the RdP in terms of their different response to geometry, bathymetry, Earth's rotation and winds (Simionato et al., 2004b). The upper part of the estuary has the lowest influence of the Earth's rotation and has essentially a fluvial regime, mostly dominated by continental runoff and bathymetry; this is because it is narrow and relatively small (Simionato et al., 2004b). The circulation pattern here is relatively insensitive to changes in the mean winds, but SSH has the maximum response in this area (Figure 9, right panel). The second zone is Samborombón

345 34S **330-120 PATTERN** 34.25 **330-120 PATTERN** 34.25 b) a) 34.45 -5 34.4S 34.65 -10 34.6S 34.85 -15 34.85 35S 35S -20 40 35.25 35.2S -25 35.45 35.4S 20 -30 35.65 35.6S 10 35 35.85 35.8S F v Ε -40 365 365 -10 45 36.25 36.2S 50 36.45 36.4S 59W 58.5W 58W 57.5W 57W 56.5W 56W 55.5W 55W 58.5W 58W 57.5W 57W 56.5W 56W 55.5W 55W 59W 345 34S 120-150 PATTERN **120-150 PATTERN** 34.25 c)d) 34.25 34.45 34.4S 70 34.65 34.6S 60 34.85 34.8S 355 355 40 35.25 35.25 -10 20 35.45 35.4S 15 10 35.6S 35.6S 35.8S 35.8S 0 365 365 -10 36.25 36.2S -20 36.45 36.4S 59W 58.5W 58W 57.5W 57W 56.5W 56W 55.5W 55W 59W 58.5W 58W 57.5W 57W 56.5W 56W 55.5W 55W 345 34S **150-300 PATTERN** 55 **150-300 PATTERN** 34.25 34.2S e) t 50 34.45 34.4S 45 34.65 34.6S 40 34.85 34.8S 30 355 355 25 35.25 35.2S 20 35.45 15 35.4S 35.65 35.6S 10 10 35.8S 35.8S 0 N F 365 36S -10 -10 36.25 36.2S 15 36.45 36.4S 59W 58.5W 58W 57.5W 57W 56.5W 56W 55.5W 59W 58.5W 58W 57.5W 57W 56.5W 56W 55.5W 55W 55W 345 34S **300-330 PATTERN** 35 **300-330 PATTERN** 34.25 34.2S g) h) 30 34.45 34.4S 25 34.65 34.6S 20 34.85 34.8S 15 355 35S 10 35.25 35.2S 5 35.45 35.4S 0 35.65 10 35.6S -5 35.85 35.8S W 0 M -10 36S 36S -10 -15 36.25 36.2S 20 36.45 36.4S 58.5W 58W 57.5W 57W 56.5W 56W 55.5W 55W 58.5W 58W 57.5W 57W 56.5W 56W 55.5W 55W 59W 59W

Main residual transport stream function (thousands of m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) and mean sea surface elevation (cm) patterns related to winds blowing from different sectors

Figura 9: Main residual transport stream function (in thousands of  $m^3 s^{-1}$ ) patterns (left panel) and mean sea surface elevation (cm) patterns (right panel) at the RdP estuary related to winds blowing from different sectors. The magnitude of the transport between two isolines equals the difference between their associated values. The RdP is very sensitive to the winds and behaves as a semi-enclosed basin. For winds from the southeast/northwest the circulation induces an increment/reduction of the level at the upper estuary. For winds with a component perpendicular to the estuary axis the circulation is characterized by changes over the northern and southern coast of the estuary. Adapted from Simionato et al. (2004b), reprinted with permission from Elsevier.

## Meteoro logica

Bay, which particular geometry isolates it from the northern portion of the estuary; the fresh water has relatively little impact here because of the Coriolis effect. Its circulation (Figure 8, inset) is weak and from the south, as a result of tidal rectification, in absence of winds; the bathymetry induces a small anticyclonic gyre on the south and a cyclonic one on the north (Simionato et al., 2004b). Having a wide mouth and being very shallow, this part of the estuary is very sensitive to the wind direction. The bay has a weak and retentive circulation pattern for winds blowing from directions between the NE and E (Simionato et al., 2004b). As these winds prevail during the warm season, it could favours the biota, favouring the region to become an area of nursery for several coastal species during that period of the year (e.g., Acha and Macchi, 2000; Berasategui et al., 2004; Rodrigues, 2005; Berasategui et al., 2006; Acha et al., 2008; Jaureguizar et al., 2016). The third zone, the exterior part of the estuary, has more oceanic characteristics; here the circulation is influenced by the thermohaline structure. The area is naturally sensitive to the winds with a more oceanic Ekman type response (Simionato et al., 2004b).

The scales of variability of the wind forced barotropic circulation were studied by Meccia et al. (2009) from a 40-years long numerical simulation forced by realistic winds and runoff. Inter-annual variability accounts for almost 10%of the variance. Those authors show that first mode of SSH variability on this time scale is forced by runoff and (in a lesser extent) winds changes associated with the ENSO cycles. As a result, a mean anomaly of approximately 0.25 m occur at the upper estuary. Other two modes linked to weaker SSH anomalies which are consistent with the inter-annual modes of wind variability reported by Simionato et al. (2005a). Those modes have periodicities at around 2.5 and 10 years and are important, particularly if they act in phase, because they can provide a background for higher surges (Meccia et al., 2009). In contrast with the salinity and temperature field, SSH variability

on seasonal time scales accounts for a relatively small percentage of variance and it is the combination of an annual and a semi-annual signal forced by the steric heating, the winds and the runoff (Saraceno et al., 2014). Approximately 90% of the SSH variance is due to wind driven variability on sub-annual time scales (Saraceno et al., 2014). The most significant SSH anomalies in this band are associated with cyclogenetic events in the atmosphere, occurring either over Uruguay or over the Patagonian Shelf, whereas the strengthening or weakening of the semi-permanent South Atlantic anticyclone displays a relatively less influence (Meccia et al., 2009).

### 4.1.2. Storm surges

The RdP is often affected by positive/negative storm surges due to strong and/or persistent south-easterly/north-westerly winds, which sweep the upper and intermediate estuary. While positive surges cause severe flooding, negative surges affect navigation and drinking water supply. Those surges have been studied by D'Onofrio et al. (1999, 2008), Escobar et al. (2004), Campetella et al. (2007) and Dinápoli et al. (2017), among others.

The positive surges, known as "Sudestadas". affect, in particular, the Metropolitan Area of Buenos Aires City (MABA, Moreira et al., 2014). Balay (1961) defined risk water levels over the Tidal Datum of the RdP at MABA in 2.50 m for alert, 2.80 m for emergency and 3.20 m for evacuation. Since records began in 1905, the maximum water level at MABA was registered in 1940. Enhanced by strong south-easterly winds, it reached 4.44 m above the Tidal Datum, being the tidal height overcome by 3.18 m. More recently, for instance in 1989 and 1993, extreme floods were also experienced at the city. Water levels reached 4.06 m and 3.95 m above the Tidal Datum, being the storm surge maximums of 3.25 m and 2.49 m, respectively (D'Onofrio et al., 1999). Even though the events are not always so extreme, they are frequent, taking place several times per year (Escobar et al., 2004). It had

been suggested that the flooding is mainly due to combination of tides and surge (D'Onofrio et al., 1999), but recent studies show that the nonlinear interactions between the surge, the tides and the large continental discharge that characterizes this estuary are very important (Dinápoli et al., 2017).

Studies on changes in the frequency, duration, and height of storm surges over the period 1905-2003 show that the decadal averages of frequency and duration for positive surges have increased in the last three decades of 20th century, but they have decreased for negative surges (D'Onofrio et al., 2008). The average decadal trends of the maximum positive and negative surges in each year,  $\pm 1.46 \pm 0.08$  mmy<sup>-1</sup> and  $\pm 1.02 \pm 0.09$  mmy<sup>-1</sup>, respectively, compare well with the relative mean water-level rise for Buenos Aires:  $\pm 1.68 \pm 0.05$  mmy<sup>-1</sup> (D'Onofrio et al., 2008).

# 4.2 The baroclinic circulation and its effects on the density structure

The lack of direct observations has limited the study of the baroclinic circulation (or vertically varying) in the RdP for long time. In the frame of the UNDP/GEF FREPLATA Project (FREPLATA, 2005), 6-month long ADCP current vertical profiles were measured at two locations in the RdP (denoted as ARG and PON in Figure 1, left panel). Those data together with salinity profiles gathered at and around the same locations were analyzed by Simionato et al. (2005b, 2006a, 2007), Meccia (2008) and Meccia et al.(2013), providing a first picture of the baroclinic flow in the frontal area of the estuary. Tides only account for 25% of the variance in the frontal zone, whereas the other 75% of the kinetic energy is related to internal waves in tidal frequencies (25%, at least in summer) and wind forced three-dimensional currents (50%)(Simionato et al., 2005b, 2006a, 2007). In the next subsections every of those different motions will be discussed.

### 4.2.1. Internal waves

Internal oscillations with inertial, semidiurnal and diurnal periods were observed in the RdP salinity front over long periods of the year, accounting for as much energy as the tides (Simionato et al., 2005b). Those authors show that inertial oscillations result of wind relaxation, whereas semidiurnal and diurnal oscillations seem to be forced by the tides and the sea breeze, respectively, and that wave activity is clearly affected by the stratification conditions and result weaker during the observed fall than during the summer. This could be a typical feature given that in autumn both, the number of storms destroying the thermohaline structure increases, and land/sea breeze is less frequent. This suggests a likely seasonal cycle in the diurnal wave activity in this area, given that those unfavourable conditions are even more marked during winter. Internal waves are important as they can have an effect on mixing and the resuspension and transport of the sediments. Presumably, they can also affect the marine fauna, given that the salinity front is a region of spawning for several coastal species during the warm season (Simionato et al., 2005b).

# 4.2.2. Wind forced baroclinic currents and their impact on the density structure

Due to the estuary shallowness, currents in the stratified part of the RdP rapidly respond to wind changes at every level with a response time from 3 to 9 hours (Simionato et al., 2007). Currents vertical structure is highly dependent on wind direction and can be explained in terms of two modes (or two current vertical patterns) which structure of correlation to wind is similar to that found for the vertically averaged component (Simionato et al., 2004b; 2006a). For winds with a dominant component perpendicular to the estuary axis, the response is in the form of vertically decaying currents (Figure 10, left panel, from Simionato et al., 2007); instead, for winds with a dominant component along the estuary axis, a marked inversion in current direction between upper and lower levels occurs (Simionato et al., 2007). This is

a result of the geometry and bathymetry of the RdP Estuary: for winds with a dominant component perpendicular to the estuary axis the flow is not inhibited by bathymetry, whereas for winds parallel to the estuary axis the presence of the coast at the inner estuary requires a compensation of the inflow (outflow) at upper layers by an outflow (inflow) at the lower ones, originating the observed inversion in currents (Simionato et al., 2007).

The occurrence of different currents vertical structures (Figure 10, left panel) for different wind directions has implications on the vertical density structure that, consistently, can be observed in in situ vertical salinity profiles (Figure 10, right panel), so as in numerical baroclinic models solutions (Meccia et al., 2013). North-easterly (south-westerly) winds produce a change in the salinity field consistent with an extension towards the southern (northern) coast of the surface front and an enhancement of the stratification along that coast. Cross-estuary winds from the SW (NE) can cause downwelling (upwelling) between Montevideo and Punta del Este (Pimenta et al., 2008; Simionato et al., 2010; Meccia et al., 2013), with unknown consequences on the biota (see Section 4.4). When wind blows parallel to the estuary axis, the occurrence of an inversion in currents direction between upper and lower layers either enhance or weaken the vertical salinity structure (Simionato et al., 2007; Meccia et al., 2013). Weakening, and eventually breakdown of stratification can only occur as a consequence of persistent and/or intense south-easterly winds (Simionato et al., 2007; Meccia et al., 2013). Figure 11 (from Meccia et al., 2013) displays composites (or averages) of historical CTD salinity observations for different wind directions. Data from cruises with NE, SE, SW and NW modal wind within 10 days of the observations were composed. The inserts present the wind, from Pontón Recalada meteorological station (close to PON, Figure 1) modal distributions for each assemblage. It is interesting to note that the above described features about the response to winds can be even observed in composites collected for

different wind speeds and for diverse persistence conditions in this highly variable system. It implies that the response of the salinity field is also fast, probably taking place in only a few hours (Simionato et al., 2007). This fast response was confirmed with time series of temperature and salinity data gathered at a buoy anchored in the area of the salinity front (Moreira et al., 2013).

As an alternation of winds from north-easterlies to south-westerlies is the dominating feature of surface wind variability in synoptic to intra-seasonal scales in the region, winds are in general favourable to the maintenance of a salt wedge in this estuary (Simionato et al., 2007). Even though north-westerly winds are commonly neither strong nor persistent in the region, their effect is also an intensification of stratification. Moreover, strong south-easterly winds that can destroy the vertical structure are not frequent, but occur only a few times per year in association with Sudestada events. Therefore, the combination of the estuary geometry and the prevailing wind variability makes the system itself efficient in maintaining the salinity structure (Simionato et al., 2007; Meccia et al., 2013) that a number of fish species use for their reproduction and that is the base of a rich ecosystem (e.g. Acha et al., 2008; Jaureguizar et al., 2016). Moreover, the semi-permanent stratification condition in the estuary make the sediment and detritus rich surface plume an almost continuous vector of productivity toward the adjacent continental shelf and open ocean (Moreira et al., 2013; Guerrero et al., 2014); this condition is occasionally reduced when rich surface estuarine water is mixed with pour underneath salt wedge water coming from the shelf (Simionato et al., 2007; Meccia et al., 2013).

The fact that stratification is highly affected by short term variability indicates that the reported 'seasonal cycle' (Section 2.4) can be explained not as a result of the mean winds for that season but as a consequence that summer (winter) is characterized by a higher frequency of winds from the northeast (west-southwest)



#### Currents vertical structure and its impact on density structure

Figura 10: Left: Characteristic current profiles for winds blowing from different sectors as derived from ADCP data collected at ARG (see location in Figure 1). Right: Composites of salinity profiles in the vicinity of ARG for winds blowing from the NE, SE, SW and NW directions. For winds with a dominant component perpendicular to the estuary axis, the response is in the form of vertically decaying currents, whereas for winds with a dominant component along the estuary axis, a marked inversion in current direction between upper and lower levels occurs. The vertical density structure responds to currents: for north-easterly/south-westerly winds an extension towards the southern/northern coast of the surface front and an enhancement of the stratification along that coast occur; only for south-easterly wind stratification can be broken. Adapted from Simionato et al. (2007), reprinted with permission from Elsevier.

sector; actually, conditions classically though as characteristic of 'summer' or 'winter' can take place during any season with high variability (Simionato et al., 2007).

# 4.2.3. Upwelling in the northern coast of the exterior RdP

Several works have concentrated on the intermittent and strong cold SST anomalies observed in the coastal region of the RdP located between Montevideo and Punta del Este when persistent north-easterly winds blow over the area (e.g., Framiñán, 2005; Pimenta et al., 2008; Simionato et al., 2010). As an example, Figure 12, from Simionato et al. (2010), show the

formation and fading of a cool cell observed during February 18th and March 8th, 2008 at the eastern coast of Punta del Este. Note that the temperature in the cell is several degrees lower than the temperature of the surrounding waters.

The shallowness of the area might raise doubts about the possibility of occurrence of upwelling, but the phenomenon so as the associated processes have been well documented. Pimenta et al. (2008) linked upwelling in the area with the winds and the stratification in the shelf and suggested that the process might have a marked seasonality. This was confirmed by Simionato et



Characteristic surface salinity fields for winds blowing form different sectors

Figura 11: Composites of observed surface salinity fields (PSU) for winds blowing from different sectors. CTD data from oceanographic cruises and winds at Pontón Recalada station (close to PON, figure 1) were used. The insets show the wind histograms corresponding to the data composed. The response to winds can be observed in composites collected over different times of the year, indicating that it is very fast and that variability dominates in this estuary. From Meccia et al. (2013), reproduced with permission from the Coastal Education and Research Foundation, Inc.

al. (2010). They showed that the phenomenon corresponds to the prevailing mode of SST variability on intra-seasonal time scales at the northern Argentinean-Uruguayan Continental Shelf and that it is more frequent in spring and summer, whereas in fall and winter only a few cases are observed. Nevertheless, it must be emphasised that even if upwelling around Punta del Este occurs in winter, the bottom shelf waters -Subantarctic Shelf Waters- in the region have, during this period of the year, a temperature that makes them nearly indistinguishable from estuarine water temperatures (Guerrero et al., 1997a,b; Simionato et al., 2010). The stratification plays a role on upwelling in this area, Pimenta et al. (2008) and Simionato et al. (2010) suggested that the continental discharge might modulate its occurrence. When continental discharge is high (low), the surface front extends (retracts) offshore (onshore) the estuary thus increasing (reducing) the stability of the column along the northern coast, what



Sea Surface Temperature and Wind Vectors

Figura 12: Upwelling event observed during February 18th and March 8th, 2008 offshore Punta del Este, observed from satellite blended SST (combination of infrared and microwave observations, contours in °C). The arrows represent the wind in  $ms^{-1}$  from the NCEP-NCAR reanalyses. When the wind starts blowing from the northeast, the development of a cold cell occurs very rapidly. The cell also rapidly decays when the wind direction changes. Reprinted from Simionato et al. (2010) with permission from Elsevier.

would be unfavourable (favourable) to upwelling (Simionato et al., 2010). Those events have been found to be frequent and very persistent, lasting for up to almost one and a half months (Simionato et al., 2010).

### 4.2.4. Gravitational circulation

A remaining question is whether gravitational circulation occurs or not in the RdP Estuary. The ADCP observations collected during the UNDP/GEF FREPLATA Project (FREPLATA, 2005) at PON and ARG stations (see locations in Figure 1) show that temporal means are different from one to other observed period, very close to zero and with standard deviations that exceed them by between five to ten times (Simionato et al., 2007). The analysis of the observations could not separate a significant signal occurring for all wind directions. Evidently gravitational circulation is very small compared to the wind forced signal that dominates in this estuary. Therefore, a much larger observation period would be necessary to filter out the synoptic, intra-seasonal and seasonal wind forced variability in order to properly discriminate gravitational circulation (Simionato et al., 2007).

# 4.2.5. Classification in the Geyer and MacCready scale

In order to compare the RdP with other estuaries of the world, we computed the Geyer and MacCready (2014) scales to locate it in the estuarine parameter space. This space is based on the freshwater Froude number (Fr) and mixing number (M), defined as:

$$Fr = \frac{U_R}{\sqrt{\beta g H s_{ocean}}} \quad M^2 = \frac{C_D U_T^2}{\omega N_0 H^2} \quad (1)$$

where:

•  $U_R$  is the current associated to the river discharge, or river volume flow, divided the cross area of the estuary;

•  $\beta$  is a coefficient of saline expansion (of the order  $7.7 \times 10^{-4}$ ), such that the density  $\rho = \rho_0(1+\beta s)$  grows with the salinity from a reference value ( $\rho_0$ ), for fresh water;

• g is the acceleration of gravity;

- H is the depth;
- $s_{ocean}$  is the ocean salinity;
- $C_D$  is the drag coefficient (with values between
- $1 \times 10^{-3}$  and  $2.5 \times 10^{-3}$ ;
- $U_T$  is the tidal velocity amplitude;
- $\omega$  is the tidal frequency;
- $N_0$  is the Brunt-Väissälä frequency.

This way, M is based on the ratio of the tidal timescale to the vertical mixing timescale. Estuaries with high M values exhibit strong tidal nonlinearity while those with small M values have a more conventional estuarine dynamics. Estuaries with intermediate mixing rates show marked transitions between these regimes at timescales of the spring-neap cycle (Geyer and MacCready, 2014).

Due to the large geographical extension of the RdP and the broad range in continental discharge that it presents, both scales show a relatively large range of possible values. M varies between 0.35 and 0.7, whereas Fr goes from 0.006 to 0.03. This way, the RdP is, according to this classification, a 'strongly stratified' estuary, similarly to Chesapeake Bay and Hudson River (Geyer and MacCready, 2014). For the largest observed tidal speeds, the RdP can fall in the "partially mixed" area of the estuarine parameters space, so as those two other estuaries do.

Therefore, the Río de la Plata has essentially a 'conventional estuarine dynamics' and maintains a strong stratification according to Geyer and MacCready (2014) classification. This classification does not take into account the effect of the winds. But, as we discussed in the previous sections, because of its breadth, the RdP is strongly affected by winds, which natural variability is also favourable to the maintenance of the stratification during most of the time, so as the only forcing able to break it under some specific wind direction (Simionato et al., 2007; Meccia et al., 2013).

### 4.3 The path of the freshwater masses of the main tributaries and the flushing time scales

# 4.3.1. The path of the freshwater masses of the main tributaries

The freshwater masses of the main tributaries to the RdP along the upper and intermediate estuary have been studied by means of numerical simulations by Re and Menéndez (2004), Piedra-Cueva and Fossati (2007) and Simionato et al. (2009), and is sketched in Figure 13 (adapted from Simionato et al., 2009). Even though there are some minor discrepancies between the different simulations' results and their interpretation, there is agreement that for mean runoff conditions the waters of the major tributaries of the RdP flow through the estuary along three differenced paths. The Uruguay and Paraná Guazú-Bravo waters mainly occupy the northern (Uruguayan) coast and the central part of the channel with some mixing between them, whereas the Paraná de las Palmas waters flow along the southern (Argentinean) coast. The occurrence and pattern of the path of the freshwater masses are controlled by the runoff and geometry and bathymetry of the estuary. This way, Uruguayan coast is mostly affected by waters of the Uruguay River and Argentinean coast by waters of the Paraná de las Palmas. Even though this flow scheme has been derived from numerical simulations, it is consistent with what can be inferred from the specific conductivity and bottom sediments distribution in the estuary, so as from colour satellite images (Simionato et al., 2009; Moreira et al., 2016).

The results of the simulations of Simionato et al. (2009) indicate that during the most frequent storm events (Sudestadas and Pamperos), even though mixing occurs, the identity and general pattern of the freshwater masses paths are preserved. Nevertheless, during those events, due to its shallowness, Argentinean coast is significantly affected by advection and mixing. The persistence of the signal introduced by the storms depends on the location, but does not exceed one week (Simionato et al., 2009).



Figura 13: Schematic representation of the path of the water masses of the RdP Estuary main tributaries. The Uruguay, Paraná Guazú-Bravo and Paraná de las Palmas waters tend to flow along the northern, central and southern portions of the estuary, respectively, even though lateral mixing occurs, particularly to the northeast of the Martín García and Oyarvide islands and downstream Colonia del Sacramento, where the orientation of the coast changes. Reprinted from Simionato et al. (2009).

### 4.3.2. Flushing time scales

The simulations of Simionato et al.(2009) also allowed for the estimation of the flushing scales for the RdP. At its upper and upper intermediate parts flushing scales are mainly related to the runoff with scarce influence of the mean winds. Given the broad range of discharge conditions observed in the estuary, time scales can be half (twice) the corresponding to mean conditions for low (high) discharge. For mean runoff, the elapsed time to the arrival of the leading edge of the Paraná de las Palmas at Buenos Aires is of around 3 days, whereas those of the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo are of 7 and 5 days, respectively. The elapsed time to the peak concentration of a "tracer cloud" for a typical mean runoff scenario is of around 20 days at Buenos Aires. For that condition, the flushing times of the upper and upper intermediate estuary range between 10 and 60 days (Simionato

et al., 2009). Compared to typical net algal growth rates of the order of 0.1 per day, the weak flushing would permit the accumulation of nutrients and algal blooms (e.g., Silva et al., 2014).

### 5. RETENTION MECHANISMS ASSOCIATED TO CIRCULATION IN THE FRONTAL ZONE

Apparently favoured by retention processes, the bottom salinity front of the RdP is a spawning ground for several coastal fishes (e.g., Acha et al., 2008; Derisio et al., 2014; Jaureguizar et al., 2016) and it is known as an area where sediments and debris remain trapped (e.g., Moreira et al., 2013; Silva et al., 2014). This estuary is shallow and essentially wind driven and, moreover, in time scales relevant to biota, estuarine circulation is wind dominated and highly variable (Simionato et al., 2004b, 2006a,b, 2007). Two intriguing questions are, therefore, how this system can favour retention and what the involved mechanisms are. These questions were studied by Simionato et al. (2008) and Acha et al. (2012) applying numerical simulations in which neutral particles were released along the bottom frontal zone (following the Barra del Indio Shoal) and tracked for different wind conditions. Results suggest that retentive features should be a consequence of estuarine response to natural wind variability acting over bathymetric features. For winds from most directions, particles either remain trapped near their launching position or move north-eastward to south-westward along the Barra del Indio shoal. As alternation of winds that favour along-shoal motion is the dominant feature of wind variability in the region, a retentive scenario results from prevailing wind variability. Additionally, winds that tend to export particles with a poor chance of being restored to the front are neither frequent nor persistent. Therefore, physical forcing alone generates a retentive scenario at the intermediate part of this estuary. The physical retention mechanism is more effective for bottom than for surface launched particles (Simionato et

al., 2008) and for low runoff conditions than for high discharge (Acha et al., 2012). Wind statistics indicate that the proposed mechanism has different implications for retention along the seasons. Spring is the most favourable season, followed by summer, when particles would have a larger propensity to reach the southern area of the estuary (Samborombón Bay). Fall and winter are increasingly less favourable (Simionato et al., 2008). All these features are consistent with patterns observed in the region in organisms having different life history traits.

Acknowledgments: This work is a contribution to the ANPCyT (National Agency for Scientific and Technological Research of Argentina) PICT 2014-2672; UBACYT 20020150100118BA (Universidad de Buenos Aires) and PIDDEF 2014 N°14 (Ministerio de Defensa, Secretaría de Ciencia, Tecnología y Producción para la Defensa, Subsecretaría de Investigación, Desarrollo y Producción para la Defensa, Programa de Investigación y Desarrollo para la Defensa). The data to build figure 3 were kindly provided by J. Borús from Instituto Nacional del Agua of Argentina.

### REFERENCES

- Acha, E.M. and Macchi, G.J., 2000. Spawning of Brazilian menhaden, Brevoortia aurea, in the Río de la Plata estuary off Argentina and Uruguay. Fishery Bulletin 98, 227-235.
- Acha, E.M., Mianzan, H., Guerrero, R., Carreto, J., Giberto, D., Montoya, N. and Carignan, M., 2008. An overview of physical and ecological processes in the Rio de la Plata Estuary. Continental Shelf Research, 28, 1579-1588.
- Acha, E.M., Simionato, C.G., Carozza, С. and Mianzan Н., 2012.Climate induced year classes' fluctuations of white mouth croaker Micropogonias Furnieri (Pisces, Sciaenidae) in the Río de la Plata Estuary, Argentina-Uruguay. Fisheries Oceanography, 21(1), 58-77, DOI: 10.1111/j.1365-2419.2011.00609.x.

- Avigliano, E., Schenone, N.F., Volpedo, A.V., Goessler, W. and Fernández Cirelli, A., 2015. Heavy metals and trace elements in muscle of Silverside (Odontesthes bonariensis) and water from different environments (Argentina): Aquatic pollution and consumption effect approach. Science of the Total Environment 506-507, 102-108.
- Balay, M.A., 1961. El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar. Publicación. H-621.Buenos Aires: Servicio de Hidrografía Naval.Armada Argentina. pp. 153.
- Berasategui, A.D., Acha E.M. and Fernandez Araoz, N.C., 2004. Spatial patterns of ichthyo plankton assemblages in the Río de la Plata Estuary (Argentina-Uruguay). Estuary Coastal Shelf Science, 60, 599-610.
- Berasategui, A.D., Menu Marque, S., Gómez-Erache, M., Ramírez, F.C., Mianzan, H.W. and Acha, E.M., 2006. Copepod assemblages in a highly complex hydrographic region. Estuary Coastal Shelf Science, 66, 483-492.
- Borús, J. and Giacosa, J., 2014. Evaluación de caudales diarios descargados por los grandes ríos del sistema del plata al río de la plata. Dirección y Alerta Hidrológico Instituto Nacional del Agua, Ezeiza, Argentina.
- Borús J., Uriburu Quirno, M. and Calvo, D., 2017. Evaluación de caudales diarios descargados 470 por los grandes ríos del Sistema del Plata al estuario del Río de la Plata, Dirección de Sistemas de Información y Alerta Hidrológico - Instituto Nacional del Agua - Ezeiza, Argentina.
- Campetella, C.M., D'onofrio, E., Cerne, S.B., Fiore, M.E. and, Possia, N.E., 2007. Negative storm surges in the Port of Buenos Aires. International Journal of Climatology, 27 (8), pp. 1091-1101.
- Campos, J.D., Lentini, C.A., Miller, J.L. and Piola, R.A., 1999. Inter-annual variability of the sea surface temperature in the South Brazilian Bight. Geophysical Research Letters. 26(14), 2061-2064.
- Canevari, P., Blanco, D., Bucher, E., Castro,G. and Davidson, I., 1998. Los Humedalesde la Argentina. Clasificación, Situación

Actual, Conservación y Legislación. Publicado por Wetlands Internacional y Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable de la Nación. Publicación N<sup>o</sup> 46. Buenos Aires.

- Cardini, J.C., Garea, M. and Campos, M. R., 2002. Modelación del transporte de sedimentos puestos en suspensión por actividades de dragado en el Río de la Plata, para la generación en tiempo real de pronósticos de afectación de áreas costeras. Anales del Congreso de Mecánica Computacional, Santa Fé- Paraná, Argentina, Octubre de 2002. Publicado por Mecánica Computacional, 21, 2325-2342.
- Cellone, F., Carol, E. and Tosi, L., 2016. Coastal erosion and loss of wetlands in the middle Río de la Plata estuary (Argentina). Applied Geography, 76, pp. 37-48.
- Codignotto, J.O., Dragani, W.C., Martin, P.B., Campos, M.I., Alonso, G., Simionato, C.G. and Medina, R.A., 2011. Erosion at the Samborombón bay and changes in wind direction, province of Buenos Aires, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie, vol. 13, no. 2, pp. 135-138.
- Codignotto, J.O., Dragani, W.C., Martin, P.B., Simionato, C.G., Medina, R.A. and Alonso, G., 2012. Wind-wave climate change and increasing erosion in the outer Río de la Plata, Argentina. Continental Shelf Research, 38, pp. 110-116.
- Colombo, J. C., Cappelletti, N., Barreda, A., Migoya, M.C. and Skorupka, C., 2005. Vertical fluxes and accumulation of PCBs in coastal sediments of the Río de la Plata estuary, Argentina. Chemosphere, 61(9), 1345-1357.
- Colombo, J. C., Cappelletti, N., Migoya, M.C. and Speranza, E., 2007. Bioaccumulation of anthropogenic contaminants by detritivorous fish in the Río de la Plata estuary: 2-Polychlorinated biphenyls. Chemosphere, 69(8),1253-60.
- Combes, V. and Matano, R.P., 2014. A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic. Journal of

Geophysical Research: Oceans, 119 (2), pp. 731-756.

- Comisión Administradora del Río de la Plata (CARP), 1989. Estudio para la evaluación de la contaminación en el Río de la Plata, Reporte Informe Comisión Administradora del Río de la Plata, Buenos Aires, pp 137.
- Depetris, P.J. and Griffin, J.J., 1968. Suspended load in the Río de la Plata drainage basin. Sedimentology, 11, 53-60.
- Derisio C., Bravermana, M., Gaitán, E., Hozbora, C., Ramíreza, F., Carretoa, J., Botto, F., Gagliardini, D.A., Acha, E.M. and Mianzan, H., 2014. The turbidity front as a habitat for Acartiatonsa (Copepoda) in the Río de la Plata, Argentina-Uruguay. Journal of Sea Research Volume 85, Pages 197-204.
- Dinápoli, M. G., Simionato, C.G. and Moreira, D., 2017. Model sensitivity and nonlinear interactions during extreme sea level events in a wide and fast-flowing estuary: the case of the Río de la Plata. Submitted in revision to Natural Hazards and Earth System Sciences. nhess-2016-393.
- Dogliotti, A, Ruddick, K. and Guerrero, R., 2016. Seasonal and inter-annual turbidity variability in the Río de la Plata from 15 years of MODIS: El Niño dilution effect. Estuarine, Coastal and Shelf Science Volume 182, Part A, Pages 27-39.
- D'Onofrio, E., Fiore, M.M.E. and Romero, S., 1999. Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. Continental Shelf Research, 19, 1681-1693.
- D'Onofrio, E.E., Fiore, M.M.E. and Pousa, J.L., 2008. Changes in the regime of storm surges at Buenos Aires, Argentina. Journal of Coastal Research, 24 (1 SUPPL. A), pp. 260-265.
- Dragani, W. C. and Romero, S. I., 2004. Impact of a possible local wind change on the wave climate in the upper Río de la Plata. International Journal of Climatology, 24(9), 1149-1157.
- Dragani, W.C., Martin, P.B., Simionato, C.G. and Campos, M.I., 2010. Are wind wave heights increasing in south-eastern south American continental shelf between 32°S and

 $40^{\rm o}{\rm S?}$  Continental Shelf Research, 30 (5), pp. 481-490.

- Dragani, W.C., Bibiana C., Campetella, C., Possia, E. and Campos, M.I., 2013. Synoptic patterns associated with the highest wind-waves at the mouth of the Río de la Plata estuary, In Dynamics of Atmospheres and Oceans, Volumes 61–62, Pages 1-13, ISSN 0377-0265, https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2013.02.001.
- EIH, 1985. Estudio de antecedentes del Canal Ingeniero Emilio Mitre, Informe Final, CEDEPORMAR.
- Escobar, G., Vargas, W. and Bischoff, S., 2004. Wind tides in the Río de la Plata Estuary: Meteorological conditions. International Journal of Climatology, 24, 1159-1169.
- Fossati, M. and Piedra-Cueva, I., 2008. Numerical modelling of residual flow and salinity in the Río de la Plata. Applied Mathematical Modelling, 32, 1066-1086.
- Framiñan, M.B. and Brown, O.B., 1996. Study of the Río de la Plata turbidity front: I. Spatial and temporal distribution. Continental Shelf Research 16, 1259-1282.
- Framiñan, M.B., Etala, M.P., Acha, E.M., Guerrero, R.A., Lasta, C.A. and Brown, O.B., 1999. Physical characteristics and processes of the Río de la Plata Estuary. In: Perillo, GM, Piccolo MC, Pino Quivira M (Eds.) Estuaries of South America: Their Morphology and Dynamics, Springer, New York, pp. 161-194.
- Framiñan, M. B, 2005. On the Physics, Circulation and Exchange Processes of the Río de la Plata Estuary and the Adjacent Shelf. Doctoral Dissertation. University of Miami, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, Miami, Florida, USA, 486 pp.
- FREPLATA, 2005.Análisis Diagnóstico Transfronterizo del Río de la Plata y su Frente Marítimo. Documento Técnico Proyecto 'Protección Ambiental del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats' PNUD/GEF RLA/99/G31. para el Medioambiente Global Fondo (FMAM) and Programa de las Naciones

Unidas para el Desarrollo (PNUD). Edited by Comisión Administradora del Río de la Plata and Comisión Técnica Mixta del Frente Marítimo. 311 pp.

- Gan, A.P. and Rao, B.V., 1991. Surface cyclogenesis over South America. Monthly Weather Review, 119, 1293-1302.
- Garcia-Rodriguez, F., Brugnoli, E., Muniz, P., Venturini, N., Burone, L., Hutton, M., Rodríguez, M., Pita, A., Kandratavicius, N., Perez, L. and Verocai, J., 2014. Warm phase ENSO events modulate the continental freshwater input and the trophic state of sediments in a large South American estuary. Marine and Freshwater Research, 65: 1-11, 2014. DOI: 10.1071/MF13077.
- Geyer W. R. and MacCready, P., 2014. The Estuarine Circulation. Annual Review of Fluid Mechanics 2014 46:1, 175-197. https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141
- Glorioso, P.D. and Flather, R.A., 1995. A barotropic model of the currents off SE South America. Journal Geophysical Research, 100, 13427-13440.
- Glorioso, P.D. and Flather, R.A., 1997. The Patagonian Shelf tides. Progress Oceanography, 40, 263-283.
- Gómez-Erache, M., 1999. Spatial and temporal variation in the copepod community of Montevideo Bay, Uruguay. Proceedings of the Seventh International Conference on Copepoda (Curitiba, Brazil), pp 25-31. Gómez-Erache, M., Sans, K., Danilo, C., and Menu Marque S., 2004. Recent data on freshwater Cyclopoid Copepoda (Cyclopoida: Cyclopidae) from Uruguay. Nauplius, 11(2), 145-148.
- Grimm, A., Barros, V. and Doyle, M., 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. Journal Climate 13:35-58.
- Guerrero, R.A., Acha, E.M., Framiñan, M.B. and Lasta, C.A., 1997a. Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. Continental Shelf Research 17:727-742.
- Guerrero, R.A., Lasta, C.A., Acha, E.M., Mianzan, H.W. and Framiñan, M.B., 1997b. Atlas Hidrográfico del Río de

la Plata. Comisión Administradora del Río de la Plata - Instituto Nacional de Investigaciones y Desarrollo Pesquero. Buenos Aires - Montevideo, pp 190. I.S.B.N. n° 950-99583-1-X.

- Guerrero, R.A., Piola, A.R., Molinari, G.N., Osiroff, A.P. and Jáuregui, S.I., 2010.
  Climatología de temperatura y salinidad en el Río de la Plata y su Frente Marítimo.
  Argentina-Uruguay. Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Contribución nº 1555. Mar del Plata, ISBN. 978-987-1443-03-1.
- Guerrero, R.A., Piola, A.R., Fenco, H., Matano,
  R.P., Combes, V., Chao, Y., James, C.,
  Palma, E.D., Saraceno, M. and Strub, P.T.,
  2014. The salinity signature of the cross-shelf
  exchanges in the Southwestern Atlantic
  Ocean: Satellite observations. Journal of
- https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141302 Geophysical Research: Oceans, 119 (11), pp. prioroso, P.D. and Flather, R.A., 1995. A 7794-7810.
  - Halcrow and Partners, 1969. Estudio y proyecto del canal de vinculación entre el Puerto de Buenos Aires y el Río Paraná de las Palmas, Informe Final, DNCPyVN.
  - Huret, M., Dadou, I., Dumas, F., Lazure, P. and Garçona, V., 2005. Coupling physical and biogeochemical processes in the Río de la Plata plume. Continental Shelf Research, 25 (5-6), 629-653.
  - Jaime, P. and Menéndez, A.N., 1999. Modelo hidrodinámico Río de la Plata 2000", Informe INA-LHA 01-183-99, Ezeiza, Argentina, pp 163.
  - Jaime, P. and Menéndez, A.N., 2002. Análisis del Régimen Hidrológico de los Ríos Paraná y Uruguay. Informe INA-LHA 05-216-02. Instituto Nacional del Agua, Ezeiza, Argentina, pp 150.
  - Jaime, P., and Menéndez, A., 2003. Vinculación entre el Caudal del Río Paraná y el Fenómeno de El Niño. Informe INA-LHA 216-02-03. Instituto Nacional del Agua, Ezeiza, Argentina, pp 88.
  - Jaureguizar, A., Bava, J., Carozza, C. and Lasta, C., 2003a. Distribution of the white mouth croaker (Micropogonias Furnieri) in relation to environmental factors at the Río de la Plata

INICLEOPO

Estuary, South America. Marine Ecology Progress Series. 255, 271-282.

- Jaureguizar, A., Menni, R., Bremec, C., Mianzan, H. and Lasta, C., 2003b. Fish assemblage and environmental patterns in the Río de la Plata estuary. Estuarine Coastal and Shelf Science, 56 (5-6): 921-933.
- Jaureguizar, A., Militelli, M. and Guerrero, R., 2008. Distribution of Micopogonias Furnieri at different maturity stages along an estuarine gradient and in relation to environmental factors. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom, 88(1):175-181.
- Jaureguizar, A.J., Solari, A., Cortés, F., Milessi, A.C., Militelli, M.I., Camiolo, M.D., Luz Clara, M., and García, M., 2016. Fish diversity in the Río de la Plata and adjacent waters: an overview of environmental influences on its spatial and temporal structure. Journal of fish biology, 89 (1), pp. 569-600.
- Lasta, C., 1995. La Bahía Samborombón: zona de desove y cría de peces. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata. 304 pp.
- Liebmann, B., Kiladis, G., Vera, C.S., Saulo, A.C. and Carvalho, L.M.V., 2004. Subseasonal Variations of Rainfall in South America in the Vicinity of the Low-Level Jet East of the Andes and Comparison to Those in the South Atlantic Convergence Zone. Journal of Climate 17:3829–3842.
- López Laborde, J., 1987. Caracterización de los sedimentos superficiales de fondo en el Río de la Plata Exterior y Plataforma adyacente. Anales Científicos Universidad Nacional Agraria La Molina, II:33-47.
- Lucas, A.J., Guerrero, R.A., Mianzán, H.W., Acha, E.M., Lasta, C.A., 2015.Coastal oceanographic regimes of the Northern Argentine Continental Shelf (34-43°S) Estuarine, Coastal and Shelf Science, 65 (3), pp. 405-420.
- Luz Clara Tejedor, M., Simionato, C.G., D'Onofrio, E., Fiore, M. and Moreira, D., 2014. Variability of tidal constants in the Río de la Plata estuary associated to the natural cycles of the runoff. Estuarine, Coastal and

Shelf Science, vol. 148, pp. 85-96.

- Machado, I., Barreiro, M. and Calliari, D., 2013. Variability of chlorophyll-a in the Southwestern Atlantic from satellite images: Seasonal cycle and ENSO influences. Continental Shelf Research Volume 53, Pages 102-109.
- Meccia, V.L., 2008. Estudios de la circulación forzada por el viento en el estuario del Río de la Plata y sus implicancias en la estratificación: resultados del análisis de datos y simulaciones numéricas. PhD Thesis, University of Buenos Aires, February 2008.
- Meccia, V.L., Simionato, C.G., Fiore, M.M.E., D'Onofrio, E. and Dragani, W., 2009. Sea surface height variability in the Río de la Plata Estaury from synoptic to inter-annual scales: results of numerical simulations. Estuarine, Coastal and Shelf Science doi:10.1016/j.ecss.2009.08.024.
- Meccia, V.L., Simionato, C.G. and Guerrero, R., 2013. The Río de la Plata Estuary response to wind variability in synoptic time scale: salinity fields and breakdown and reconstruction of the salt wedge structure. Journal of Coastal Research 29(1):61-77, DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-11-00063.1.
- Mechoso, C.R. and Perez-Iribarren, G., 1992. Stream flow in southeastern South America and the Southern Oscillation. Journal of Climate 5:1535–1539.
- Minetti, J.L. and Vargas, W.M., 1990. Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica. II Parte. Rev Geofísica 33:177-190.
- Mo, K.C., 2000. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. Journal of Climate 13:3599–3610.
- Molinari, G. and Castellano, R.D., 1990. Estudio de la Costanera Sur de la Ciudad de Buenos Aires - Determinación de las condiciones hidrodinámicas, Informe LHA-INCYTH 059-09-90.
- Möller, Jr O.O., Piola, A.R. and Freitas, A.C., 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. Continental Shelf Research

28(13):1607-1624.

- Moreira, D., Simionato, C.G., Gohin, F., Cayocca, F., and Luz Clara Tejedor, M., 2013. Suspended matters mean distribution and seasonal cycle in the Río de la Plata estuary and the adjacent shelf from MODIS and in situ observations. Continental Shelf Research, 68, 51-66.
- Moreira, D., Briche, E., Falco, M., Robledo, F.A., Murgida, A., Gatti, I., Duville, M., Partucci, H., Re, M., Lecertura, E., Kazimierski, L., Etala, P., Campetella, C., Ruiz, J., Vera, C., Saulo, C., Simionato, C., Saraceno, M., Luz Clara, M., D'Onofrio, E., Dragani, W., Bertolotti, M., Saucedo, M. y Vidal, R., 2014. Anticipando la Crecida. Tools for the contribution in risk and disaster management due o southeasterly winds and precipitation floods in "La Ribera" district, Buenos Aires province, Argentina. Coastal Risks: Hazards, Issues, Representations, Management, 244-251.
- Moreira, D., 2016. Estudio de los procesos que determinan el transporte de los sedimentos finos y su variabilidad en el Río de la Plata en base a simulaciones numéricas y observaciones satelitales e in situ. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires.
- Moreira, D., Simionato, C.G., Dragani, W., Cayocca, F., and Luz Clara Tejedor, M., 2016. Characterization of bottom sediments in the Río de la Plata estuary. Journal of Coastal Research, 32(6), 1473–1494. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.
- Nagy, G.J., Martinez, C.M., Caffera, R.M., Pedraloza, G., Forbes, E.A., Perdomo, A.C. and Laborde, J.L., 1997. The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. In: Wells PG, Daborn GR (eds) The Río de la Plata, An Environmental Overview, An Eco Plata Project Background Report. Dalhausie University, Halifax, Nova Scotia, pp 17-68.
- Nogués-Paegle, J. and Mo, K.C., 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. Monthly Weather Review, 125:279-291.
- O'Connor, W.P., 1991. A numerical model of tides and storm surges in the Río de la

Plata estuary. Continental Shelf Research, 11:1491–1508.

- Ottman, F. and Urien, C.M., 1966. Sur quelques problemes sedimentologiques dans le Río de la Plata. Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique 8:209-224.
- Parker, G., Cavalloto, J.L., Marcolini, S. and Violante, R., 1986. Los registros acústicos en la diferenciación de sedimentos subácueos actuales (Río de la Plata). Primera Reunión de Sedimentología Argentina, pp 32-44.
- Piedra-Cueva, I. and Fossati, M., 2007. Residual currents and corridor of flow in the Rio de la Plata. Applied Mathematical Modelling 31:564–577.
- Pimenta, F., Garvine, R.W. and Münchow, A., 2008. Observations of coastal upwelling off Uruguay down shelf of the Plata estuary, South America. Journal of Marine Research 66:835–872.
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Möller, O.O. and Campos, E.J.D., 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. Geophys Research Letters 32:L01603 doi:10.1029/2004GL021638.
- Piola, A.R., Romero, S.I., Zajaczkovski, U., 2008. Space-Time variability of the Plata plume inferred from ocean color. Continental Shelf Research 28:1556-1567.
- Re, M. and Menéndez, A., 2004. Estudio de los corredores de flujo del Río de la Plata interior a partir del modelo de circulación RPP-2D. Proyecto LHA 216 Informe LHA 04-216-04 Ezeiza, Argentina, pp 58.
- Robertson, A.W. and Mechoso, C.R., 1998. Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. Journal of Climate 11:2570–2581.
- Rodrigues, K.A., 2005. Biología reproductiva de la saraquita, Ramnogasterarcuata del estuario del Río de la Plata. MS Thesis, University of Mar del Plata, Argentina, 40 pp.
- Santoro, P.E., Fossati, M. and Piedra-Cueva, I., 2013. Study of the meteorological tide in the Río de la Plata. Continental Shelf Research, 60, pp. 51-63.
- Saraceno, M., Simionato, C.G. and Ruiz

Etcheverry, L., 2014. Sea surface height trend and variability at seasonal and interannual time scale in the southeastern south America Continental Shelf between 27°S and 40°S. Continental Shelf Research. 91, 82-94. Editada por Elsevier Science. P.O. Box 211 1000 AE Amsterdam. The Netherlands. ISSN: 0278-4343.

- Sathicq, M.B., Bauer, D.E. and Gómez, N., 2015. Influence of El Niño Southern Oscillation phenomenon on coastal phytoplankton in a mixohaline ecosystem on the southeastern of South America: Río de la Plata estuary. Marine Pollution Bulletin, 98 (1-2), pp. 26-33.
- Schuerch, M., Scholten, J., Carretero, S., García-Rodríguez, F., Kumbier, K., Baechtiger, M. and Liebetrau, V., 2016. The effect of long-term and decadal climate and hydrology variations on estuarine marsh dynamics: An identifying case study from the Río de la Plata. Geomorphology, 269, pp. 122-132.
- Seluchi, M.E., 1995. Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. Geofis Int 34:171-186.
- Seluchi, M.E. and Saulo, A.C., 1996. Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: experiments using a limited area model. Australian Meteorology Magazine 47:309-320.
- Shiklomanov, I. A., 1998. A summary of the Monograph World Water Resources. A new appraisal and assessment for the 21st Century. UNEP, Society and Cultural Organization.
- SHN, 2017. Tablas de Marea. Buenos Aires, Argentina: Servicio de Hidrografía Naval, Ministerio de Defensa Publicación H 610.
- Silva, C.P., Marti, C.L and Jörg I., 2014. Horizontal transport, mixing and retention in a large, shallow estuary: Río de la Plata. Environmental Fluid Mechanics, Vol. 14, 2014, p. 1173- 1197.
- Simionato, C.G., Nuñez, M.N. and Engel, M., 2001. The salinity front of the Río de la Plata - a numerical case study for winter and summer conditions. Geophysical Research Letters 28(13), 2641-2644.

- Simionato, C.G., Dragani, W.C., Nuñez, M.N. and Engel, M., 2004a. A set of 3-D nested models for tidal propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Río de la Plata Estuary – Part I M2. Journal of Coastal Research 20:893-912.
- Simionato, C.G., Dragani, W.C., Meccia, V.L. and Nuñez, M.N., 2004b. A numerical study of the barotropic circulation of the Río de la Plata Estuary: sensitivity to bathymetry, Earth rotation and low frequency wind variability. Estuarine, Coastal and Shelf Science 61:261-273.
- Simionato, C.G., Vera, C.S. and Siegismund, F., 2005a. Surface wind variability on seasonal and interannual scales over Río de la Plata area. Journal of Coastal Research 21:770–783.
- Simionato, C.G., Meccia, V.L., Dragani, W.C. and Nuñez, M.N., 2005b. Barotropic tide and baroclinic waves observations in the Río de la Plata Estuary. Journal of Geophysical Research Oceans 110:C06008. doi:10.1029/2004JC002842.
- Simionato, C.G., Meccia, V.L., Dragani, W.C., Guerrero, R.A. and Nuñez, M.N., 2006a. The Río de la Plata Estuary response to wind variability in synoptic to intra-seasonal scales: barotropic response. Journal of Geophysical Research Oceans 111:C09031 doi:10.1029/2005JC003297.
- Simionato, C.G., Meccia, V.L., Dragani, W.C. and Nuñez, M.N., 2006b. On the use of the NCEP/NCAR surface winds for modeling barotropic circulation in the Río de la Plata Estuary. Estuarine, Coastal and Shelf Science 70:195-206.
- Simionato, C.G., Meccia, V.L., Guerrero, R.A., Dragani, W.C. and Nuñez, M.N., 2007. The Río de la Plata Estuary response to wind variability in synoptic to intra-seasonal scales: II Currents vertical structure and its implications on the salt wedge structure. Journal of Geophysical Research Oceans 112:C07005 doi:10.1029/2006JC003815.
- Simionato, C.G., Berasategui, A., Meccia,V.L., Acha, M.E. and Mianzán, H., 2008.Short time-scale wind forced variability inthe Río de la Plata Estuary and its role

on ichthyoplankton retention. Estuarine, Coastal and Shelf Science 76:211-226 doi:10.1016/j.ecss.2007.07.031.

- Simionato, C.G., Meccia, V.L. and Dragani, W.C., 2009. On the path of plumes of the Río de la Plata Estuary main tributaries and their mixing scales. GEOACTA 34:87-116.
- Simionato, C.G., Luz Clara Tejedor, M., Campetella, C., Guerrero, R. and Moreira, D., 2010. Patterns of sea surface temperature variability on seasonal to sub-annual scales at and offshore the Río de la Plata Estuary. Continental Shelf Research 30:1983-1997, doi:10.1016/j.csr.2010.09.012.
- Small, C. and Nicholls, R.J., 2003. A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. Journal of Coastal Research, Vol. 19, No. 3, pp. 584-599.
- Urien, C.M., 1972. Río de la Plata Estuary environments. Geological Society of America Memoirs 133:213-234.

- Valle-Levinson, A., 2010. Definition and classification of estuaries. In Contemporary Issues in Estuarine Physics, ed. A Valle-Levinson, pp. 1–11. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press
- Vera, C.S., Vigliarolo, P.K. and Berbery, E.H., 2002. Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. Mon Weather Rev 130:684-699.
- Volpedo, A.V., Yunes, T. and Fernández Cirelli,
  A., 2005. El humedal mixohalino de Bahía Samborombón: conservación y perspectivas.
  En: Humedales Fluviales de América del Sur. Hacia un manejo sustentable. Ediciones Proteger-UICN: 89-110, 570 pp.

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.

### INCIDENCIA DE LA ESCALA DE LA TORMENTA EN LOS COEFICIENTES DE DECAIMIENTO AREAL DE LA LLUVIA

Flavia Marcela Bazzano<sup>1,2</sup> y Gabriel Eduardo Caamaño Nelli<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio de Construcciones Hidráulicas, FACEyT, UNT. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET <sup>3</sup>Ex - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET

(Manuscrito recibido el 11 de julio de 2017, en su versión final el 18 de octubre de 2017)

### RESUMEN

La Precipitación Media Areal, necesaria para la modelación hidrológica de la cuenca de aporte, se deriva de un valor puntual atenuado mediante un Coeficiente de Decaimiento Areal (CDA). Los CDA son función de la duración de la lluvia y el área de interés, y se encuentran sujetos a las condiciones locales por lo que su extrapolación a sitios alejados debe estudiarse en cada caso.

En el presente artículo se estudia el decaimiento areal de la lluvia en el Gran San Miguel de Tucumán a partir del registro de una densa red de 18 estaciones meteorológicas. Para el análisis se seleccionan aquellas tormentas que superan la lluvia de 5 años de período de retorno, recurrencia utilizada en el diseño de desagües urbanos. Luego, se aplica la metodología CoDA (García et al, 2000) a los intervalos de tiempo de máxima intensidad de dichas tormentas, según duraciones preestablecidas. Se analiza la incidencia de la escala espacial y temporal de las tormentas en los CDA, dado que fenómenos extensos y prolongados en el tiempo presentan menor decaimiento al alejarse del núcleo de la tormenta que aquellos intensos episodios locales.

Finalmente, la calibración del modelo genera una expresión analítica de los CDA como función de la duración y área de aporte. Este resultado representa una herramienta fundamental para la estimación de la distribución espacial de la lluvia de diseño en la región.

Palabras clave: Coeficiente de Decaimiento Areal, Escala de la tormenta, Lluvia de diseño

### INCIDENCE OF THE STORM SCALE IN THE AREAL REDUCTION FACTORS FOR RAINFALL

### ABSTRACT

The Areal Rainfall Depth, necessary for the hydrological modelling of the basin, is derived from a punctual value attenuated by an Areal Reduction Factor (ARF). ARFs are a function of the rainfall duration and area of interest, and are subject to local aspects, so their extrapolation to remote sites should be studied in each case. In this paper, the areal decay of rainfall depth is studied in the Great San Miguel de Tucumán by the record of a dense network of 18 meteorological stations. For

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

this analysis, we select the storms that go beyond the maximum rainfall estimated for 5 -years return period, recurrence used in the design of urban sewage. Then, the CoDA methodology (García et al, 2000) is applied to the maximum intensity time intervals of these storms, according to pre-established durations. The incidence of the spatial and time scale of the storms in the ARFs is analysed, since extensive and prolonged phenomena present less decay when moving away from the nucleus of the storm than intense local episodes.

Finally, the calibrated model generates an analytical expression of the ARF as a function of the duration and area. This result represents a fundamental tool for estimating the spatial distribution of design rainfall in the region.

Keywords: Areal Reduction Factor, Storm-scale, Design rainfall

### 1. INTRODUCCIÓN

La lluvia de diseño es un evento hipotético crítico con el que se obtiene la crecida de proyecto a partir de modelos de transformación Precipitación – Escorrentía. El uso de dichos modelos surge ante la habitual escasez de series históricas de caudales para estimar la creciente de diseño en forma directa, con lo cual la determinación del supuesto evento causal adquiere fundamental importancia.

La precipitación crítica valora  $\mathbf{se}$  $estad{\rm \acute{i}sticamente}$  $\mathbf{a}$ partir deregistros pluviométricos, y se define a partir de la máxima intensidad media, i, esperable para un tiempo de retorno, T, y duración, d. Éstas variables se vinculan a través de la función i - d - T de donde se extrae la lluvia futura estimada escogiendo la duración en función de las características de la cuenca y el período de retorno según la envergadura del proyecto. Para una correcta modelación se requiere analizar la variación de la intensidad de lluvia en el tiempo, definida según una distribución temporal característica expresada gráficamente por un Hietograma Tipo. A su vez, la variación espacial del evento debe ser contemplada mediante el cálculo de la Precipitación Media Areal (PMA).

El procedimiento corriente para evaluar la PMA de una recurrencia dada es afectar la precipitación puntual con un Coeficiente de Decaimiento Areal (CDA), que representa un porcentaje de la lluvia local a tomar como promedio superficial. Esto es así porque el valor futuro estimado de carácter puntual sólo será representativo en pequeñas superficies, para mayores coberturas se reduce el monto estimado, dado que difícilmente este valor máximo se produzca en forma simultánea en todo el sistema. Las metodologías para determinar el CDA se diferencian en aquellas que consideran áreas fijas y las centradas en el núcleo de la tormenta (Hershfield, 1962). Las fijadas geográficamente pueden estar limitadas por una cuenca o poligonal y se utilizan, generalmente, para diseño de drenajes urbanos, mientras que las otras se usan para la determinación de la Precipitación Máxima Probable. Las técnicas con área fija abarcan métodos empíricos (Bell, 1976; NERC, 1975; U.S. Weather Bureau, 1958), métodos basados en la correlación espacial de la tormenta (Rodríguez Iturbe y Mejía, 1974; Sivapalan y Blöschl, 1998) o en distribuciones de probabilidad de eventos extremos (Allen y De Gaetano, 2005a; Chulsang et al., 2007), entre otros.

En vista de que la lámina precipitada decae al alejarse del núcleo de la tormenta, se espera que los CDA tomen valores decrecientes a partir de cierta área (2,5 a 25 km<sup>2</sup> según las condiciones locales), dentro de la cual puede considerarse que la precipitación es constante. Por el contrario, los CDA aumentan con la duración, puesto que tormentas más largas tienden a solaparse con otras provocando una mayor uniformidad espacial del suceso (Catalini y Caamaño Nelli, 2003). La dependencia de los CDA con la recurrencia también ha sido demostrada (Allen Incidencia de la escala de la tormenta en...

Meteoro 10gica

y De Gaetano, 2005b; Pavlovic et al., 2016), aunque para realizar el análisis de frecuencia areal necesario se requieren largas series de registros simultáneos.

La incidencia de la escala de la tormenta en los CDA ha sido materia de estudios antecedentes (Skaugen, 1997), donde se evidencia un decaimiento más pronunciado para tormentas de menor escala. Dicho análisis involucra tanto la magnitud temporal como espacial de un episodio lluvioso, dado que ambas definen el volumen de agua arrojado sobre la cuenca. Es así como una intensa tormenta que abarca sólo unos pocos kilómetros cuadrados no tendrá la misma relevancia que una que abarque por completo la cuenca de aporte y aún más, supere el área de la misma. De forma análoga, si una tormenta sólo dura algunos minutos por alta que sea su intensidad no arroja sobre la cuenca una cantidad de agua considerable.

Es frecuente la extrapolación de curvas de abatimiento areal a sitios alejados (Omolayo, 1993), dado que su determinación demanda un laborioso proceso estadístico aplicado sobre registros de alta frecuencia simultáneos en la cuenca. En un primer momento, los resultados obtenidos al este de Estados Unidos (U.S. Bureau, 1958) se utilizaban en distintas partes del mundo sin mayor verificación. Veinte años más tarde, se publicaron resultaron análogos generados en el Reino Unido (NERC, 1975). Actualmente, las mediciones indirectas con radares meteorológicos, mediciones satelitales y el uso de modelos numéricos de circulación global impulsaron el estudio del decaimiento espacial de la precipitación (Allen y De Gaetano, 2005a; Pavlovic et al., 2016). En Argentina, se destacan algunas experiencias realizadas: en la provincia de Córdoba, ubicada en la zona central del país, se desarrolló el modelo CoDA que expresa los CDA como una función continua de la duración y el área (García et al., 2000); en el Gran Mendoza, Fernández et al. (1999) estudiaron la distribución espacial de tormentas convectivas a través de una densa red de 24 pluviómetros; en la zona sur de Santa Fe se dedujeron curvas de abatimiento

espacial de la lluvia mediante la correlación espacial de valores puntuales (Zimmermann et al., 2000), mientras que en el Gran San Miguel de Tucumán dichas curvas fueron obtenidas empíricamente al ajustar a una función racional los coeficientes calculados mediante el registro de 11 pluviómetros sincronizados durante 3 años hidrológicos (Lazarte Sfer, 2005).

El presente trabajo emplea la metodología CoDA para estudiar el decaimiento areal con un período de estudio más extenso que el evaluado en el antecedente mencionado para Tucumán, abarcando dieciséis años hidrológicos comprendidos desde 2000 a 2016. Los eventos pluviales extremos de la región se caracterizan por su variada tipología, donde ocurren intensas precipitaciones de origen convectivo con alta intensidad de lluvia y escaso desarrollo espacial y episodios frontales que con menores intensidades abarcan extensas superficies. En el presente artículo se realiza una calibración diferenciada del algoritmo según la escala de los episodios lluviosos a fin de estudiar su incidencia. A partir de dicho análisis se obtienen curvas de abatimiento de carácter general a utilizarse en el diseño de obras hidráulicas en la región.

### 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1 SISTEMA EXPERIMENTAL

El sistema experimental involucra la ciudad capital de la provincia argentina de Tucumán (26°49'59"S; 65°13'00"W) y ciudades satélites, incluyendo parcialmente los departamentos de Tafí Viejo, Yerba Buena, Lules y Cruz Alta (Figura 1).

La expansión demográfica de la ciudad capital conformó este gran conglomerado urbano, que ya en el año 2010 contabilizó una población cercana a 800.000 habitantes. Producto del intenso proceso de urbanización se modificaron las condiciones hidrológicas del territorio, mediante la impermeabilización de grandes superficies por pavimentación de calles y otras obras; lo cual no sólo aumenta los caudales de escorrentía al disminuir la infiltración, si no que disminuye el



Figura 1: Localización de las estaciones de medición en la zona del Gran San Miguel de Tucumán.

tiempo de respuesta de la cuenca. El desordenado crecimiento de la ciudad no estuvo acompañado de un planeamiento de los desagües pluviales necesarios, lo que se tradujo en un aumento de las inundaciones urbanas con el consecuente deterioro de la calidad de vida que ocasionan a la población local.

El régimen de precipitación es subtropical (Prohaska, 1976), con una alta concentración estival de la precipitación, ocurriendo entre noviembre y marzo entre el 50 % y el 80 % de las lluvias anuales, seguidas de una estación invernal seca. La variabilidad espacial de la precipitación se encuentra fuertemente influenciada por el importante cordón montañoso al oeste y las sierras del norte que, aunque son de menor altura, inciden en la conformación de las intensas lluvias.

La base de datos utilizada se origina en octubre del año 2000 al disponer el Laboratorio de Construcciones Hidráulicas (LCH) de la Universidad Nacional de Tucumán (UNT) de 7 estaciones meteorológicas automáticas en la zona del Gran San Miguel de Tucumán (Figura 1). Las mismas fueron complementadas con otras operadas por el Instituto de Estudios Geográficos (IEG) y la Facultad de Agronomía y Zootecnia (FAZ) de la misma Universidad, el Laboratorio Climatológico Sudamericano (LCS), la Dirección de Recursos Hídricos de Tucumán (DRRHH) y varias provistas por la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC), cuyo registro en las cercanías de la ciudad capital abarca todo el período analizado y constituye una referencia para el estudio. La ubicación de cada una de las estaciones se presenta en la Tabla I junto con el intervalo de medición y la institución que la opera.

### 2.2 ELECCIÓN DE LOS EVENTOS

La corta longitud de las series temporales registradas y el hecho de que ciertos años presenten varios episodios lluviosos superiores al máximo encontrado en otros años derivó en la utilización de series parciales, estableciendo como umbral la lámina estimada de precipitación para un periodo de retorno de 5 años, recurrencia utilizada en el diseño de desagües urbanos. Se extraen dichos montos de la relación i - d - Tlocal (Bazzano et al., 2015), correspondientes a las duraciones 15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 y 1440 minutos (Tabla II), y se seleccionan del registro de cada estación aquellos episodios lluviosos que superan dicho umbral para alguna de las duraciones.

La calibración de los modelos de predicción de lluvias máximas se realiza sobre los Intervalos de Máxima intensidad Anual de lluvia (IMA) (Caamaño Nelli y García, 1999). Bajo este supuesto, la lluvia estimada a partir de dichos modelos corresponde también a un intervalo de máxima intensidad y su atenuación debe ser estudiada a partir de eventos similares, y no mediante las tormentas intensas utilizadas tradicionalmente.

Al utilizar series parciales se altera la condición de máxima anual y se consideran los Intervalos de Máxima de cada Tormenta seleccionada (IMT), según las duraciones mencionadas anteriormente. Las lluvias caídas en estos lapsos, sobre toda la superficie del sistema, constituyen los eventos bajo estudio. La mínima persistencia se justifica por tratarse de una cuenca urbana, con altas pendientes y, por lo tanto, breves tiempos de concentración. El límite superior viene dado por el tamaño de la cuenca y porque los fenómenos pluviales en la región no prevalecen, por lo general, para duraciones mayores, con lo que un intervalo más largo no aportaría información al algoritmo. La elección de la estación núcleo se realiza para cada IMT, de forma que el

decaimiento areal de la precipitación resulta siempre decreciente desde el núcleo asumido.

Se impone un mínimo de 6 registros simultáneos para que la tasa de decaimiento areal estimada sea confiable, en vista de su distribución y de las configuraciones de sus polígonos de Thiessen para incorporar un evento al estudio.

### 2.3 CLASIFICACIÓN DE LAS TORMENTAS SEGÚN SU ESCALA

Las escalas espacial y temporal de los sucesos pluviales encuentran estrechamente se relacionadas, hecho que se manifiesta con el gran desarrollo espacial de los fenómenos meteorológicos prolongados v viceversa (Markowski y Richardson, 2010). La calibración del algoritmo de atenuación sin mediar análisis de dichas escalas puede derivar en un excesivo decaimiento, al considerar cortos episodios lluviosos locales sin gran desarrollo espacial.

Los frentes fríos y la actividad prefrontal, son los mecanismos generadores de las precipitaciones de mayor volumen en el noroeste argentino (Minetti y Vargas, 2005). Los mismos se encuentran asociados a fenómenos de meso escala, abarcando longitudes horizontales mayores a 20km y duraciones superiores a 1 hora (Orlanski, 1975). Estos intensos episodios pluviales son producto de una fuerte advección de aire húmedo desde el océano Atlántico. Al llegar al interior continental, el aire cálido converge, asciende y descarga su humedad, participando la topografía como factor geográfico. Según Minetti y Vargas (2005) el proceso mencionado resulta, por una parte, de la profundización de la depresión termo-orográfica ubicada en el noroeste argentino, que aumenta el gradiente de presión atmosférica con el borde anticiclónico del océano Atlántico, y, por otra, al calentamiento continental de verano que provoca un gradiente térmico en dirección Norte – Sur (baroclinicidad). La incidencia de la temperatura local, así como de la diferencia de temperaturas con respecto al sur del país en las tormentas severas ha sido demostrada a través del siguiente índice de baroclinicidad (IB) propuesto por los

N	Estación	Latitud	Longitud	Cota (msnm)	Intervalo (Min) 30/15	Fuente EEAOC
1	EEAOC	-26° 47' 16"	- 65° 11' 41"	462		
2	San Javier	-26° 49' 39"	- 65° 22' 16"	1363	5	IEG.
3	Yerba Buena	-26° 48" 37"	- 65° 18' 18"	531	5	LCH
4	La Sevillanita	-26° <mark>4</mark> 9' 23"	- 65° 07' 58"	482	5	LCH
5	Ingeco	Ingeco -26° 53' 0" - 65° 13' 39' 433 5		5	LCH	
6	Zona Franca	-26° 52' 14"	- 65° 09' 56"	430	5	LCH
7	La Cartujana	-26° 47' 25"	-26° 47' 25" - 65° 15' 16"		15	LCH
8	Citromax	-26° <mark>44</mark> ' 29"	- 65° 16' 8"	681	5	LCH
9	Los Nogales	-26° 44' 37"	- 65° 13' 2"	574	5	LCH
10	Centro 1	-26° 49' 36"	- 65° 12' 47"	436	5	LCH
11	El Manantial	-26° 50' 13"	- 65° 16' 21"	451	30	FAZ
12	Parque 9 de Julio	Parque 9 de Julio -26° 49' 30" - 65° 11' 10" 471		471	15	I.E.G.
13	Centro 2	-26° 49' 17"	- 65° 11' 59"	460	30	LCH
14	Lab. Climatológico Sudamericano	26°49'55"S	65°13'5"W	430	30	LCS
15	Lules (La Bomba)	26°54'34"S	65°21'7"W	440	15	EEAOC
16	Banda del Río Salí	26°50'59"S	65° 8'10"W	439	30	EEAOC
17	San Pablo	26°51' 27"S	65°17' 39"W	423	60	EEAOC
18	Dirección de Recursos Hídricos	26° 50' 30"S	65°11' 46"W	426	60	DRH

*Tabla I:* Estaciones meteorológicas utilizadas en el área de estudio: ubicación geográfica, altitud, resolución temporal y fuente de los datos.

	DURACIÓN (min)										
[	15	30	60	120	180	360	720	1440			
H (mm)	31,3	43,9	58,5	74,2	83,5	98,6	111,4	120,9			

*Tabla II:* Lámina máxima estimada (H) en San Miguel de Tucumán para un período de retorno de 5 años según la duración.

autores citados anteriormente:

$$IB = Tmin_{SMT} + (Tmin_{SMT} - Tmin_{CR})$$
(1)

donde  $Tmin_{SMT}$  y  $Tmin_{CR}$  corresponden a la temperatura mínima en San Miguel de Tucumán y Comodoro Rivadavia, respectivamente.

El análisis histórico de dicho índice en la capital provincial, indica un valor de 26 como mínimo

durante tormentas severas, siendo extremas las que superan 34. Se utiliza dicho índice para verificar la magnitud de las tormentas seleccionadas anteriormente. Luego, para inferir su escala se analiza su duración y cobertura espacial. Para lo último, se trazan isohietas de la precipitación acumulada en los días correspondientes a partir de la red pluviométrica provincial. Se considera el área delimitada por la isohieta de 50 mm/día como la zona receptora de una precipitación de gran volumen. La clasificación de las tormentas distingue aquellas consideradas de Gran Escala (GE), por su extensa cobertura y persistencia, de otras de Pequeña Escala (PE), evidenciadas como núcleos de precipitación aislados de corta duración.
Incidencia de la escala de la tormenta en...

Esta distinción entre categorías será detallada posteriormente en los resultados. La calibración del modelo se realiza para ambos tipos en forma diferenciada, a fin de estudiar su incidencia en el decaimiento areal de la lluvia.

## 2.4 DELIMITACIÓN DEL SISTEMA Y CÁLCULO DEL CDA

La red de pluviómetros de alta frecuencia sufrió modificaciones a lo largo del período de estudio: mientras algunos dejaron de funcionar se incorporaron otros que permitieron analizar eventos recientes. Asimismo, los faltantes de información durante las tormentas escogidas provocaron variaciones aún en el período de funcionamiento de algunas estaciones. En vista de que el área cubierta por la red de medición no corresponde a una cuenca de aporte específica, se traza el límite externo del sistema mediante la unión de las estaciones exteriores con una línea poligonal, que luego se extrapola en cada segmento, conservando su forma original, a una distancia igual a la máxima entre una estación exterior y la frontera del polígono propio a su estación vecina. Este criterio asume que, si la estación es representativa hacia adentro en una dada distancia, de igual forma lo será para su recíproca distancia exterior. Se elige adoptar la máxima distancia de forma de abarcar la mayor superficie razonable.

Para cada evento, se define una serie de círculos centrados en la estación núcleo, con un radio incremental de 3 km hasta abarcar por completo la línea poligonal definida anteriormente. Esta disposición permite analizar la variación espacial mediante incrementos sucesivos de área. El cálculo de la PMA se realiza, para las superficies progresivas, ponderando las mediciones mediante polígonos de Thiessen definidos según la configuración que generan las estaciones activas. En la Figura 2 se observa un esquema del sistema correspondiente a la tormenta del 25 de febrero de 2001.

Si llamamos  $P_0$  a la precipitación en la estación núcleo, el CDA para cada IMT, se calcula como

# Meteoro logica



Figura 2: Esquema de análisis correspondiente a la tormenta del día 25/02/2001 según las estaciones activas.

el cociente de la ecuación (2).

$$CDA = \frac{PMA}{P_0} \tag{2}$$

Los cocientes calculados se grafican para duraciones fijas en vista de su diferente comportamiento para cada duración.

## 2.5 CALIBRACIÓN DEL MODELO CODA

Investigaciones previas sugieren que el CDA es una función del área, A. Se utiliza en el presente artículo la expresión obtenida por García et al.(2000):

$$CDA = 25^{-k}A^k \tag{3}$$

Siendo la expresión válida cuando  $A > 25 \text{ km}^2$ y k < 0. La expresión así planteada asume que la lámina de lluvia puntual estimada es representativa en áreas menores o iguales a 25 km<sup>2</sup>, por lo que el CDA es unitario. Para mayores valores de área, este coeficiente decae en forma potencial.

Una vez obtenidas las curvas para cada duración, se condensan las funciones definiendo analíticamente la variación de k con la duración (d) según una función potencial, de la forma:

$$-k = a \times d^{-b} \tag{4}$$

donde  $a \ge b$  son parámetros de ajuste.

Se completa así la calibración del modelo CoDA (Catalini y Caamaño Nelli, 2003) que representa una función continua del área y la duración a partir de la cual es posible valorar el CDA, aún para duraciones no analizadas.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las tormentas que superaron el umbral impuesto resultaron 25 de las cuales 7 fueron descartadas, por no contar con un mínimo de 6 estaciones con registro simultáneo (Tabla III). Se trazaron isohietas de precipitación acumulada diaria de las 18 restantes, para evaluar su área de cobertura. Es posible apreciar que aquellas tormentas que persisten más de 10 horas abarcan siempre longitudes horizontales (LH) mayores que 70 km con excedencia de 50 mm de precipitación diaria. Dichas tormentas, fueron designadas cualitativamente como de Gran Escala y se diferenciaron de aquellas que se presentan como núcleos aislados de tormentas intensas, con duraciones que oscilan entre 3 a 8 horas, clasificadas como de Pequeña Escala. La clasificación propuesta atiende sólo a verificar la influencia del volumen de la tormenta en el decaimiento areal de la lámina de precipitación, aunque podría tener relación con su mecanismo generador, análisis que excede el presente trabajo. Se incluye en la Tabla IV el índice de baroclinicidad húmeda, donde se verifica que en todos los casos supera el valor de 26, mínimo observado en tormentas intensas.

La Figura 3 presenta la distribución espacial observada en ejemplos de cada categoría de tormenta. Por un lado, se encuentra el episodio lluvioso correspondiente al día 2 de enero de 2006, que se extiende en la zona serrana y el piedemonte del oeste y abarca gran parte de la región llana del este. La extensión de la zona con mayor precipitación se encuentra limitada hacia el oeste por la divisoria de aguas representada por las sierras del Aconquija y hacia el norte por las sierras de La Ramada y Medina, lo que denota la influencia del factor orográfico en la precipitación, ya evidenciado en trabajos antecedentes (Minetti y Vargas, 2005). Por otro lado, el campo de isohietas correspondiente a la tormenta del día 4 de enero de 2001 representa, a diferencia de la anterior, una tormenta de escala reducida sobre la capital provincial, en coincidencia con una de mayor escala ubicada en la región suroeste de la provincia.

El ajuste de los CDA observados, diferenciados según la escala de la tormenta se hizo para duraciones de 15, 180 y 1440 minutos (Figura 4). El resultado obtenido para 15 minutos es idéntico en ambos casos indicando que para duraciones cortas el decaimiento no se altera por la escala de la tormenta. Por el contrario, la diferencia es notable para 1440 minutos. La lluvia caída se presenta más uniforme en mayores escalas de tormenta, alcanzando un valor de 0,70 para un área de  $250 \text{ km}^2$  que supera al 0.54obtenido para las tormentas de escala reducida. En el caso de los intervalos de 180 minutos se evidencia la disparidad de resultados entre ambas tipologías y el hecho de que las tormentas de gran escala presentan menor decaimiento para esta duración que las de pequeña escala con la máxima persistencia. Este resultado pone de manifiesto la importancia de estudiar la escala de las tormentas, principalmente cuando son de interés las lluvias prolongadas.

Sin embargo, modelar la reducción areal considerando solo tormentas de gran escala implica asumir la situación más desfavorable, donde el volumen de agua arrojado sobre el territorio es mayor en vista de su reducido abatimiento. El análisis ha puesto en evidencia que las intensas tormentas de pequeña escala, de breve persistencia y pronunciado decaimiento espacial, también son frecuentes en la región y se las debe incluir en la modelación. Esto es así porque considerar la situación más crítica alteraría la probabilidad de ocurrencia de la lluvia puntual que se define mediante la función i - d - T, asumiendo un determinado riesgo relacionado con los posibles daños asociados al colapso de la obra proyectada. Por lo tanto, lo que se pretende representar es la condición de

N°	FECHA	DURACIÓN (min)								Estaciones
		15	30	60	120	180	360	720	1440	Activas
1	28/11/2000	40,40	52,40	60,60	61,80	67,40	78,00	83,60	93,80	10
2	04/01/2001	39,40	58,60	71,60	83,80	121,20	124,20	124,40	124,40	8
3	11/02/2001	39,80	64,00	114,40	175,80	198,20	218,20	238,00	238,40	9
4	25/02/2001	34,60	60,60	108,40	139,60	141,60	142,60	142,60	185,00	11
5	04/03/2001	42,20	72,20	91,60	101,20	101,80	101,80	101,80	101,80	10
6	18/03/2001	53,20	75,80	85,20	85,60	85,60	92,80	93,80	95,60	8
7	14/04/2001	48,60	67,60	87,40	88,20	88,20	88,20	102,40	107,60	7
8	31/12/2004	38,20	53,60	84,80	105,00	106,40	106,80	106,80	106,80	7
9	02/01/2006	20,80	38,00	49,40	76,40	78,80	97,60	114,60	115,40	8
10	16/01/2006	23,40	44,95	57,40	95,50	107,95	142,49	151,36	349,36	6
11	05/01/2007	24,80	45,40	77,00	101,00	118,60	136,40	138,20	138,20	8
12	03/01/2008	36,00	64,60	86,60	101,40	112,00	120,80	124,00	124,00	8
13	18/02/2008	43,80	62,60	74,60	85,40	90,80	102,80	110,40	110,40	7
14	21/02/2008	26,40	47,60	69,00	75,00	75,20	75,20	75,20	75,20	8
15	11/01/2014	27,43	37,59	60,19	81,53	93,98	98,54	99,04	108,71	7
16	29/01/2015	29,97	52,83	82,04	105,16	106,68	106,68	106,68	113,00	6
17	15/02/2015	21,34	28,45	41,15	49,79	63,51	99,57	120,63	143,70	6
18	25/02/2015	23,64	33,17	44,20	71,60	96,50	105,20	117,60	119,60	6

 $Tabla \ III:$ Tormentas seleccionadas. Láminas de precipitación en <br/>mm por duración y número de estaciones activas. En negrita se destac<br/>an aquellas que superan el umbral impuesto para cada duración.

decaimiento típica, es decir la más probable, para afectar la recurrencia escogida lo menos posible.

Los eventos empleados para el ajuste del algoritmo son los IMT derivados de los episodios lluviosos escogidos. Se observa que al ser algunas tormentas breves no abarcan las mayores duraciones analizadas, quedando entonces los IMT conformados por una importante fracción sin lluvia. Para considerar la escala de los eventos en la modelación se utiliza para el ajuste de cada duración solo aquellos eventos donde la lluvia persiste en todo el intervalo y se descartan aquellos donde ocupa sólo una porción del mismo. De esta forma, las duraciones prolongadas se calibran solo a partir de tormentas de gran escala, mientras que las más breves incorporan información de las tormentas de pequeña y gran escala presentes en la región.

Esta forma de proceder contempla la escala temporal de la tormenta e indirectamente la escala espacial, dado que ambas se encuentran relacionadas y se ha observado que aquellas con gran cobertura espacial presentan, a su vez, largas duraciones. Por otra parte, aquellas tormentas con intervalos de registro de 1 hora, sólo se utilizaron para los IMT de duraciones mayores o iguales a dicho lapso, por no poder inferir su distribución temporal para persistencias



Figura 3: Isohietas diarias para los días (a) 4 de enero de 2001 y (b) 2 de enero de 2006.



*Figura 4:* Curvas de los Coeficiente de Decaimiento Areal (CDA) obtenidos para tormentas de Pequeña Escala (PE) y de Gran Escala (GE) para las distintas duraciones indicadas en minutos.

menores. El número de eventos utilizados por

duración resultó variable, con un mínimo de 8 eventos para 1440 minutos.

Al estudiar todos los eventos en forma conjunta, se evidencia la dispersión de los resultados, aún al considerar una duración fija. Se observan, en la Figura 5a, los CDA obtenidos para los eventos de 180 minutos de duración, que abarcan un amplio rango de valores, similar al observado en la Figura 5b, donde se presentan las curvas de atenuación resultantes de la calibración para cada duración de la función potencial (3). Estas curvas representan la tendencia media para cada duración separadamente, donde se aprecia que la curva para 1440 minutos es similar a la presentada anteriormente para tormentas de gran escala, resultado esperable en vista de que sólo éstas aportan información para dicha

Nº	FECHA DE INICIO	LONGITUD HORIZONTAL (km)	DURACIÓN (horas)	ÍNDICE DE BAROCLINICIDAD	ΤΙΡΟ
1	28/11/2000	123,9	21,7	29,3	GE
2	04/01/2001	26,4	7,25	27,6	PE
3	11/02/2001	144,14	14,3	39,9	GE
4	24/02/2001	6,74	6	35,5	PE
5	04/03/2001	54,5	4,6	34,3	PE
6	18/03/2001	161,0	34,17	40,4	GE
7	14/04/2001	157,3	17,25	34,3	GE
8	31/12/2004	45,1	4	35,1	PE
9	02/01/2006	145,9	14,58	33	GE
10	16/01/2006	155, 6	11,42	32,7	GE
11	05/01/2007	72,6	25,42	36,8	GE
12	03/01/2008	52,6	8,42	36,6	GE
13	18/02/2008	107,0	10	33,3	GE
14	21/02/2008	23,0	4,5	26,7	PE
15	11/01/2014	63,5	29,08	33,2	GE
16	29/01/2015	18,0	3,33	28,8	PE
17	15/02/2015	74,0	21,67	32,7	GE
18	25/02/2015	159,8	42,83	35,8	GE

*Tabla IV:* Clasificación de las tormentas según sean de Pequeña Escala (PE) o Gran Escala (GE).

duración. La curva para180 minutos presenta un valor intermedio entre las resultantes del análisis anterior.

Los resultados por duración fueron ajustados a una función continua de la persistencia de la lluvia y el área, que permite obtener los coeficientes para duraciones no ensayadas. Para ello se observa la variación del parámetro k según la duración del evento (Figura 6).

Finalmente, el modelo CoDA calibrado para el presente sistema experimental genera la familia de curvas presentada en la Figura 7, que responde a las expresiones (3) y (5):

$$k = -0,662d^{-0,191} \tag{5}$$

Comparando los resultados con los obtenidos en la cuenca del río San Antonio, en la provincia de Córdoba (García et. al, 2000), donde se utiliza el mismo modelo, se observa para 1440 minutos que el decaimiento es más pronunciado en la capital tucumana, siendo 0,85 el CDA obtenido en el ensayo anterior para 500 km<sup>2</sup>, superior a 0,61 obtenido en el presente trabajo. Sin embargo, para duraciones cortas los resultados presentan mayor proximidad, alcanzando en ambos casos valores de 0,35 en igual extensión para 30 minutos. Si bien existen diferencias metodológicas en ambos estudios, se manifiesta la dependencia de los CDA a condiciones propias de la región, lo que evidencia la problemática de trasladar este tipo de algoritmos a regiones apartadas del sitio de calibración.

#### 4. CONCLUSIONES

En el presente artículo se estudia el decaimiento areal de la lluvia en la zona del Gran San Miguel de Tucumán, contemplando la escala espacial y temporal de los episodios lluviosos severos registrados en la red de medición.

Para ello, se utilizan series parciales lo que incorpora al análisis un mayor número de eventos con similar severidad que los obtenidos mediante series anuales. Esta metodología permite calibrar el algoritmo propuesto adecuadamente, en regiones donde las series de medición son demasiado cortas. El umbral fijado, asociado a una recurrencia establecida según los fines de diseño del modelo, evita el uso de un valor arbitrario como límite para considerar extremo a un evento.

Las alteraciones sufridas en la red de medición imposibilitan adoptar un área fija para evaluar la precipitación media. La metodología propuesta contempla el uso de áreas variables según los datos disponibles y abarca todo el periodo de registro mediante la elaboración de polígonos de Thiessen para cada configuración.

La densa red pluviométrica provincial posibilitó el trazado de isohietas diarias para visualizar la cobertura de las tormentas que, junto a su duración, permiten caracterizar a las tormentas según sean de pequeña o gran escala. La determinación del coeficiente de baroclinicidad húmeda resulta una verificación adicional de la magnitud de la tormenta.

Se observa que la diferencia de escala existente en los eventos pluviales tiene gran influencia en el



*Figura 5:* a) Dispersión de los Coeficientes de Decaimiento Areal(CDA) para 180 minutos b) Curvas generales de atenuación espacial para 8 duraciones de Intervalos de Máxima intensidad de la Tormenta (IMT) indicadas en minutos.



*Figura 6:* Exponente k del modelo CoDA en función de la duración (d).



*Figura 7:* Gráfica de los coeficientes de atenuación areal (CDA) de lámina de precipitación del modelo CoDA para las duraciones indicadas en minutos.

volumen de lluvia que arrojan sobre el territorio analizado y en su distribución espacio temporal. El vínculo existente entre la escala espacio temporal de las tormentas se pone de manifiesto al coincidir aquellas de larga duración con las que abarcan grandes superficies. Las mismas se diferencian notablemente de los fenómenos locales caracterizados por su gran intensidad, aunque pequeño desarrollo espacio - temporal.

La incidencia de la escala de las tormentas en las curvas de abatimiento areal diverge según la duración estudiada, siendo despreciable para 15 minutos e incuestionable para 1440 minutos, donde se evidencia la mayor uniformidad que presentan las tormentas de gran escala.

Para considerar la incidencia de la escala de los fenómenos pluviales en el modelo, se deducen las curvas de duraciones prolongadas con los eventos (IMT) derivados de tormentas de gran escala, caracterizadas por su extensa persistencia. Para duraciones menores se involucra la totalidad de IMT disponibles, dado que al pretender representar el decaimiento típico de las lluvias intensas de la región se utilizan todos los eventos que aportan información en dichos intervalos temporales. De esta forma, se obtiene una gráfica de carácter general a utilizar en el diseño de obras hidráulicas.

Es notable que, aún para duraciones fijas, los coeficientes de decaimiento areal presentan gran

Incidencia de la escala de la tormenta en...

dispersión. Las curvas generadas mediante el ajuste del algoritmo representan las condiciones medias de su variación en función del área. Finalmente, la expresión obtenida de k como función continua de la persistencia de la lluvia y del área permite valorar los coeficientes para duraciones no ensayadas. La comparación con los resultados obtenidos en Córdoba sugiere que los coeficientes de decaimiento areal varían tanto por las condiciones fisiográficas como climáticas propias de la región, por lo que su traslado a otros emplazamientos debe ser considerado con mucha precaución en cada caso.

Agradecimientos: Los autores agradecen a la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres, a la Dirección de Recursos Hídricos de la provincia de Tucumán, a las distintas dependencias de la Universidad Nacional de Tucumán y al Laboratorio Climatológico Sudamericano por los datos aportados para este trabajo.

#### REFERENCIAS

- Allen, R.J. y De Gaetano, A.T., 2005a: Considerations for the use of radar-derived precipitation estimates in determining return intervals for extreme areal precipitation amounts. Journal of Hydrology, 315, 203–219.
- Allen, R.J. y De Gaetano, A.T., 2005b: Areal Reduction Factors for Two Eastern United States Regions with High Rain-Gauge Density. Journal of Hydrologic Engineering © ASCE, 10, 4, 327–335
- Bazzano, F.M., Caamaño Nelli, G. E. y Rajmil, G., 2015: Predicción de lluvias máximas en Tucumán con el Modelo DIT. XXV Congreso Nacional del Agua. Paraná, Argentina.
- Bell, F.C., 1976: The areal reduction factors in rainfall frequency estimation. Report No. 35, Institute of Hydrology, Wallingford.
- Caamaño Nelli, G.E. y García, C.M., 1999: Relación Intensidad-Duración-Recurrencia de Lluvias Máximas: Enfoque a través del Factor de Frecuencia, Caso Lognormal. Revista Ingeniería Hidráulica en México, 14, 3, 37-44.

# Meteoro logica

- Catalini C.G. y Caamaño Nelli, G.E., 2003:
  Lámina de Lluvia a Escala de Cuenca. Cáp.
  9 en Lluvias de Diseño. Conceptos Técnicas y Experiencias. Ed. Universitas.
- Chulsang, Y., Kyoungjun, K., Hung S., K. y Moo J., 2007: Estimation of areal reduction factors using a mixed gamma distribution. Journal of Hydrology, 335, 271-284.
- Fernandez, P.C., Fattorelli, S., Rodriguez, S. y Fornero, L., 1999: Regional Analysis of Convective Storm. Journal of Hydraulics Division ASCE, 4, 4, 217-325.
- García, C.M., Catalini, C.G. y Caamaño Nelli, G.E., 2000: Distribución Espacial de la Lámina de Diseño en una Cuenca de Montaña. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Tomo II, 309-318. AIIH. Córdoba, Argentina.
- Hershfield, D.M., 1962: Extreme rainfall relationships. Journal of Hydraulic Division ASCE, 88, 6, 73–92.
- Lazarte Sfer, R., 2005: Factor de Reducción Areal para Lluvias de Diseño en el Gran S. M. de Tucumán. XX Congreso Nacional del Agua. Mendoza, Argentina.
- Markowski, P. y Richardson Y., 2010: MesoscaleMeteorology in Midlatitudes. Ed. Wiley-Blackwell.
- Minetti, J.L.; Vargas W.M., 2005: Circulación Regional en el Noroeste Argentino y Condiciones del Tiempo Asociadas. Cáp. 4 en El Clima en el NOA. Ed. Magna.
- Natural Environment Research Council (NERC), 1975: Flood Studies Report, 2.
- Omolayo, A.S., 1993: On the transposition of areal reduction factors for rainfall frequency estimation. Journal of Hydrology, 145, 1–2, 191–205.
- Orlanski, I. 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bulletin of American Meteorology Society, 56, 527-530.
- Pavlovic, S., Perica S., Laurent, M. y Mejía, A., 2016: Intercomparison of selected fixed-area areal reduction factor methods. Journal of Hydrology, 537, 419–430.
- Prohaska, F., 1976: The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In Schwerdtfeger, W. (ed.), Climates of Central and South America. World Survey of Climatology, Elsevier.

- Rodríguez Iturbe, I. y Mejía, J.M., 1974: On the transformation of point rainfall to areal rainfall. Water Resources Research, 10, 4, 729–735.
- Sivapalan, M. y Blöschl, G., 1998: Transformation of point rainfall to areal rainfall: Intensity - duration-frequency curves. Journal of Hydrology, 204, 1–4, 150–167.
- Skaugen, T., 1997: Classification of rainfall into small- and large-scale events by statistical pattern recognition. Journal of Hydrology, 200, 40-57.
- United States Weather Bureau, 1958: Rainfall intensity-frequency regime. Part 1- The Ohio Valley. U.S. Department of Commerce, U.S.

Weather Bureau Tech. Pap. No. 29, Engineer-Ing Division, Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

Zimmermann, E., Riccardi, G., Pieroni, H. y Arraigada, M., 2000: Curvas de Abatimiento Areal de Tormentas. Región Pampa Ondulada (Santa Fe, Argentina). Cuadernos del Curiham, 6.

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.

### TÉCNICAS DE CLASIFICACIÓN SUPERVISADA PARA LA DISCRIMINACIÓN ENTRE ECOS METEOROLÓGICOS Y NO METEOROLÓGICOS USANDO INFORMACION DE UN RADAR DE BANDA C

Sofia Ruiz Suarez<sup>1,2</sup>, Mariela Sued<sup>2,7</sup>, Luciano Vidal<sup>1</sup>, Paola Salio<sup>3,4,5,7</sup>, Daniela Rodriguez<sup>2,7</sup>, Stephen Nesbitt<sup>6</sup> y Yanina Garcia Skabar<sup>1,5,7</sup>

<sup>1</sup>Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina
<sup>2</sup>Instituto de Cálculo, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - UBA
<sup>3</sup>Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera- UBA

<sup>4</sup>Departamento de Ciencias de la Atmosfera y los Océanos - UBA

<sup>5</sup>UMI-Instituto Franco Argentino sobre Estudios del Clima y sus ImpactosCNRS 3351, Buenos Aires,

Argentina

<sup>6</sup>Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana-Champaign, USA

<sup>7</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

(Manuscrito recibido el 8 de agosto de 2017, en su versión final el 2 de enero de 2018)

#### RESUMEN

Los datos provenientes de los radares meteorológicos son de suma importancia para el diagnóstico y monitoreo de los sistemas que producen precipitación y sus posibles fenómenos severos asociados. Los ecos causados por objetivos no meteorológicos introducen errores en la información por lo que es necesario detectar la presencia de los mismos previo a la utilización de los datos. Este trabajo presenta cuatro técnicas de clasificación supervisada basadas en diferentes modelos estadísticos que buscan dar una respuesta a este problema.

Asimismo como parte importante de este trabajo, se aplicaron técnicas de remuestreo estadísticas sobre los datos de entrenamiento, las que permitieron hacer un análisis más completo sobre los resultados. En la actualidad, las técnicas de remuestreo son herramientas fundamentales en la estadística moderna. Las mismas, a partir de simulaciones sobre los datos, permiten obtener información adicional sobre los modelos planteados.

Para este trabajo se realizó un estudio de caso con datos provenientes del radar meteorológico Doppler banda C de doble polarización ubicado en la Estación Experimental Agropecuaria INTA Anguil (La Pampa). Partiendo de la clasificación manual de un experto, se aplicaron cuatro métodos de clasificación supervisada de diferentes grados de flexibilidad en su estructura: Modelo lineal, Modelo Cuadrático, Modelo Logístico y Modelo de Bayes Naive. Luego se compararon los resultados y se evaluó el desempeño de cada uno de ellos. Si bien se encontraron dificultades a la hora de clasificar las zonas de frontera entre clases, los resultados obtenidos fueron adecuados,mostrando el mejor desempeño el modelo menos flexible, el modelo lineal. Se considera necesario seguir avanzando en esta línea de investigación a fin de incorporar una mayor cantidad de casos y tener una mayor significancia de los resultados.

Dirección Electrónica: sofi.ruizsuarez@gmail.com.ar

Palabras clave: clasificación supervisada, remuestreo, eco no meteorológico, radar meteorológico.

### SUPERVISED CLASSIFICATION TECHNIQUES FOR DISCRIMINATION BETWEEN METEOROLOGICAL AND NON-METEOROLOGICAL ECHOES USING A C-BAND RADAR

#### ABSTRACT

Data coming from meteorological radars is of the utmost importance for the diagnosis and monitoring of precipitation systems and their possible associated severe phenomena. The echoes caused by objectives that are not meteorological introduce errors in the information. Therefore, it is necessary to detect their presence before using this data. This paper presents four supervised classification techniques based on different models which seek to give an answer to this problem.

In addition, as an important part of this work, resampling techniques were implemented on the training set in order to further asses the results. Resampling methods are an indispensable tool in modern statistics. Those techniques provide additional information about the model of interest by repeatedly drawing samples from then data.

Based on data from a C-band Dual-PolarizationDoppler weather radar located in Anguil and from a previous expert's manual classification, four supervised classification methods with different degrees of flexibility in their structure were implemented: Lineal Model, Quadratic Model, Logistic Model and Bayes Naive Model. Finally, the results of each of them were assessed and compared. Although difficulties were encountered in classifying boundary zones between classes, the results obtained were adequate, showing the best performance in the least flexible model, the linear one. It is considered necessary to keep working in this line of research in order to include more cases in the analysis and allow a better inference on the results.

Keywords: supervised classification, resampling methods, non-meteorological echoes, weather radar.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los radares meteorológicos son una herramienta fundamental para el diagnóstico y monitoreo de los sistemas precipitantes y los posibles fenómenos meteorológicos severos asociados como granizo, ráfagas destructivas de viento e incluso tornados.

Para poder utilizar la información obtenida a partir de los radares meteorológicos es necesario en primera instancia aplicar metodologías de control de calidad tendientes a minimizar las fuentes de error (Zawadzki, 1984) presentes en los datos con el objetivo de poder emplear los mismos rutinariamente en aplicaciones relacionadas con estimaciones cuantitativas de precipitación, detección de granizo, elaboración de pronósticos a muy corto plazo, asimilación de datos en modelos numéricos de pronóstico del tiempo, diagnóstico de tiempo severo, entre otras aplicaciones. Uno de los problemas más recurrentes en los datos de radar meteorológico, es la presencia de ecos no meteorológicos tales como ecos biológicos (insectos, pájaros), ecos de terreno (edificios, montañas), o incluso presencia de propagación anómala (Rico-Ramirez

# Meteoro logica

#### y Cluckie, 2008; Berenguer y otros, 2006).

Esta problemática ha sido abordada por varios autores a lo largo de las últimas décadas de diferentes maneras. Se han desarrollado distintas técnicas, las cuales pueden dividirse en las que implementan filtro directamente en el procesador de señal I\Q del radar (Siggia y Passarelli, 2004) y aquellas que lo hacen sobre los momentos obtenidos (reflectividad, doppler, coeficiente de correlación, entre otras variables). Sobre estas últimas a su vez, se pueden distinguir tres tipos de abordajes: las que utilizan técnicas de árboles de decisión (Stein y Smith, 2001), las que lo hacen en base a redes neuronales (Lakshmanan y otros,2010; Greku y Krajewski, 2000), y las que utilizan las llamadas técnicas de lógica difusa (Cho y otros, 2006; Gourley y otros, 2006; Hubbert y otros, 2009; Bo Young Ye y otros, 2015; Berenguer y otros, 2006; Rico-Ramírez y Cluckie, 2008; entre otros). Es posible notar en los últimos años una leve tendencia a utilizar preferentemente los modelos basados en lógica difusa. En su mayoría los trabajos realizados hacen un análisis pixel por pixel y se basan, según la frecuencia electromagnética de observación utilizada por el radar y las variables disponibles, en distinguir comportamiento de la informaciónen dos clases: meteorológica y no meteorológica.

Numerosos autores, entre ellos Moszkowiczy otros (1993), Berenguer y otros (2006), Rico-Ramirez y Cluckie (2008), Gourley y otros (2006) buscan estimar para cada pixel la probabilidad de pertenecer a la clase "eco no meteorológico" y proponen clasificadores basados en la regla de clasificación de Bayes. En particular, Moszkowicz v otros (1993) a fin de identificar la presencia de ecos de terreno asociados a propagación anómala propusieron un método de clasificación basado en la regla de Bayes tomando como campos de entrada en su modelo la elevación de la estrategia de escaneo con mayor valor de reflectividad, el valor de ese máximo y el gradiente horizontal de la reflectividad, entre otros. Los autores suponen que las funciones de probabilidad condicional

de cada campo sujeto a cada tipo de eco son gaussianas y luego estiman los parámetros de dichas distribuciones con datos previamente seleccionados y clasificados de forma manual por un experto.

Más recientemente Berenguer y otros (2006) presentan un trabajo focalizado hacia la eliminación de propagación anómala. Para cada pixel evalúan la posibilidad de que la medición haya sido afectada por dicho fenómeno asociando un valor entre 0 y 1. Con este objetivo, analizan las distribuciones de las frecuencias de cada campo estudiado condicional al tipo de eco. A partir de la regla de clasificación de Bayes, derivan la probabilidad condicional de cada pixel de estar afectado según el valor de los campos. Propone dos configuraciones distintas del algoritmo dependiendo si se trata de zonas cercanas al mar o no.

Estudios previos han demostrado la gran utilidad de disponer de información polarimétrica para identificar áreas con presencia de ecos no meteorológicos. Trabajos como Schur y otros (2003) y Cho y otros (2006) presentan clasificadores basados en técnicas de lógica difusa para radares de doble polarización. Los autores definen las variables predictoras a partir del comportamiento de las variables polarimétricas tanto a nivel espacial como temporal en los distintos tipos de ecos.

En el estudio presentado por Gourley y otros (2006) también se trabaja sobre datos provenientes de radares de doble polarización con técnicas de lógica difusa. En este caso los autores también tienen en cuenta el comportamiento de la velocidad radial y de la continuidad en el campo de la reflectividad horizontal. Sugieren considerar funciones de pertenencia derivadas a partir de una estimación no paramétrica de la densidad de cada campo en cada eco. Rico-Ramirez y Cluckie (2008) presentan un clasificador en donde la Regla de Bayes y la lógica difusa son protagonistas. Trabajan con radares de banda C de doble polarización. Este modelo se diferencia de los algoritmos presentados por Gourleyy otros (2006) y por Schury otros (2003) en cuanto a la forma de calcular la textura de las variables.

diferencia de muchos de los trabajos А previamente mencionados,  $\mathbf{el}$ presente trabajo busca abordar la problemática de la diferenciación entre tipos de ecos a partir de técnicas de estadística clásica que modelan el problema según las leyes de la probabilidad. Según Kosko (1994) la lógica difusa y la probabilidad difieren tanto en lo conceptual como en lo teórico, pero a la vez coinciden en varios puntos. Ambos sistemas combinan conjuntos y proposiciones de manera asociativa, distributiva y conmutativa, y a la vez describen incertidumbres a partir de una cierta cantidad perteneciente al intervalo [0,1]. La diferencia entre ambos enfoques radica en cómo son considerados los conjuntos y sus complementos. Para el enfoque clásico la intersección entre un conjunto y su complemento es vacía, por lo tanto la probabilidad de que esto ocurra es cero. En cambio, en la teoría de la lógica difusa esto no siempre es verdadero, es decir podría pasar que existiera algún elemento en la intersección entre un conjunto y su complemento.

Actualmente en Argentina se cuenta con radares Doppler de doble polarización banda C (frecuencia de 5.6 GHz) que funcionan de forma operativa y son utilizados a diario por el Servicio Meteorológico Nacional. Además, se está llevando a cabo el proyecto SiNaRaMe (Sistema Nacional de Radares Meteorológicos) que tiene como fin expandir la red actual de radares a partir de la incorporación de instrumentos de fabricación nacional. Este crecimiento vertiginoso de la disponibilidad de datos de radar en nuestro país implica la necesidad de avanzar en la implementación de metodologías de control de calidad de la información generada para poder contar con datos más precisos que puedan ser utilizados en las distintas aplicaciones.

El objetivo del presente trabajo es introducir y evaluar el desempeño de cuatro métodos de clasificación supervisada a fin de mejorar la diferenciación entre ecos meteorológicos y no meteorológicos como un primer paso dentro del desarrollo de un sistema de control de calidad de la información de radar a ser implementada por el Servicio Meteorológico Nacional. Los métodos presentados están basados en la Regla de clasificación de Bayes. Este trabajo propone hacer un análisis del comportamiento de dichos métodos, para luego compararlos e inferir sobre la capacidad discriminante de cada uno de ellos. Para la validación y testeo de los diferentes procedimientos, se utilizaron técnicas estadísticas de remuestreo de manera de poder hacer un análisis más completo de los resultados obtenidos.

El trabajo se organiza de la siguiente forma. En la Sección 2 se describen los datos utilizados, en la Sección 3 se presenta la metodología a seguir y se exponen los métodos de clasificación utilizados. La discusión de los resultados obtenidos se expone en la Sección 4. Por último en la Sección 5 se dan las conclusiones del trabajo y se proponen las líneas de trabajo futuro.

# 2. DATOS

Se utilizaron datos del radar meteorológico Selex SI Gematronik Doppler de doble polarización en banda C (5.6 GHz) instalado en el predio de la Estación Experimental Agropecuaria INTA Anguil (La Pampa), ubicado en 36º 22' 22,9"S y 63° 58' 58"O (Figura 1). Los datos analizados corresponden a la estrategia de escaneo que genera un volumen de datos cada 10 minutos conformado por un total de 10 elevaciones de antena que varían entre 0,5 y 19,2 grados, con una resolución en rango de 0,25 km y de 1º en azimut (ancho del haz), y un alcance máximo de 120 kilómetros. Se seleccionaron los volúmenes con el mayor tiempo de emisión entre pulsos a fin de tener una velocidad nyquist del radar alta, en este caso de 40 metros por segundo para el escaneo seleccionado. Esto se corresponde con un valor de frecuencia de repetición de pulso de 1000 y 750 Hz considerando un procesamiento de señal staggered.



Figura 1: Ubicación del radar meteorológico Doppler banda C de doble polarizaciónen la Estación Experimental Agropecuaria INTA Anguil. En círculos rojos llenos se indica el área de cobertura de 240 km, mientras que en punteado el de 120 km. En círculos azules se muestra la posición de los radares de banda C existentes en Argentina. En sombreado se muestra la topografía en metros.

Para este trabajo de las variables generadas por el radar se consideraron: coeficiente de correlación co-polar ( $\rho_{HV}$ ), velocidad radial Doppler (V), y reflectividad diferencial (ZDR), para la primera y segunda elevación de antena del radar (0,5 y 1,3 grados). Al considerar la velocidad Doppler como variable de entrada es necesario tener en cuenta la posible presencia de aliasing en los datos (Battan, 1973). Dado que en los casos trabajados no se detectó este efecto, no se realizaron correcciones previas a los datos. No obstante, si existieran errores por aliasing se deberían corregir con el fin de que los resultados sean consistentes.

Tal como se explicará en la próxima sección, los algoritmos de clasificación supervisada que aquí se presentan se construyen utilizando una muestra de entrenamiento donde, para cada observación, se dispone del valor de las variables observadas y la categoría a la

# Meteoro logica

cual la observación pertenece(en este caso entre eco meteorológico y no meteorológico). Esta información es fundamental para la construcción del procedimiento de clasificación que determinará la clase a la que pertenece una nueva observación en función del valor de las variables disponibles medidas en la nueva observación. Con este objetivo, se analizó un conjunto de casos y se realizó una clasificación manual asistida por un meteorólogo experto en el área. El experto meteorólogo realizó una inspección visual donde se consideró la variabilidad temporal y la estructura espacial de los ecos de radar para determinar la pertenencia a una u otra categoría. Para el caso de ecos meteorológicos, se buscó ecos con un apreciable desarrollo vertical (observable al menos en las tres primeras elevaciones de la antena) en la variable reflectividad horizontal, que al mismo tiempo presenten velocidades Doppler distintas de cero y valores de coeficientes de correlación HV cercanos a la unidad. En contraste, los ecos no meteorológicos no presentan un desarrollo vertical apreciable, ya que mayormente se ubican en el primer kilómetro de la atmósfera y también presentan una señal con una textura espacial no homogénea tanto en el caso de ecos biológicos como en ecos originados por propagación anómala. De estos casos, se seleccionaron algunos de ellos para ser utilizados como muestra de entrenamiento, y otros para ser utilizados como datos de testeo.

A fin de determinar los casos de entrenamiento se tuvo en consideración que estuvieran disponibles todas las variables antes mencionadas. Además se buscó que estos casos representaran diferentes configuraciones en relación a la distribución espacial de los ecos meteorológicos y no meteorológicos. Se consideraron entonces las siguientes fechas para formar parte de la muestra de entrenamiento:

- 20 de junio de 2009
- $\bullet$  22 de noviembre de 2009
- $\bullet$ 1 de enero de 2010
- $\bullet$  6, 4, 9, 20, 21 y 27 de febrero 2010

El número total de píxeles con información fue

de 1.187.967. De ellos, el 47,1 % correspondiente a señal meteorológica y un 52,9 % a señal no meteorológica.

Todos los clasificadores se testearon en un mismo conjunto de imágenes provenientes de cuatro escenarios correspondientes a cuatro eventos distintos (Tabla 1). Se contó con tres imágenes de cada uno de estos escenarios, resultando así un total de 12 imágenes. Al momento de la selección de estas imágenes se procuró que las mismas resulten representativas de los escenarios típicos encontrados: situaciones donde los ecos se encuentren separados, situaciones con los ecos mezclados, situaciones con eco no meteorológico sobre el sitio del radar, situaciones con presencia de eco meteorológico intenso, entre otros.

## 3. METODOLOGIA

En vista de los trabajos discutidos y según los resultados obtenidos por los mismos, para el presente trabajo se consideró trabajar con métodos de clasificación netamente estadísticos, intentando en principio comprender el funcionamiento de los mismos, para luego poder comparar los resultados provenientes de otras metodologías propuestas.

Junto con la técnica de clasificación a utilizar, son las variables de entrada, las que determinan la bondad de un método. Como es de esperar la selección de las mismas depende en parte de su capacidad discriminante, pero a la vez es necesario considerar su disponibilidad. Varios autores han remarcado la capacidad predictiva que posee la variable  $\rho_{HV}$  por si sola en cuanto a identificación de ecos no meteorológicos frente a los meteorológicos: valores bajos de  $\rho_{HV}$  se suelen relacionar con ecos no meteorológicos (Ryzhkov y Zrnic, 1998; Gourley y otros, 2006). No obstante, objetivos como el granizo grande podrían llegar a tener valores bajos de este factor haciendo que una región con presencia de eco meteorológico sea catalogada como no meteorológica.

El presente trabajo propone considerar el desvío estándar en una ventana de 3 x 3 en rango y

azimut de la reflectividad diferencial (SZDR). Es decir, para cada punto se calcula el desvío estándar de  $Z_{DR}$  sobre la región de 9 vecinos cuyo centro es el punto en cuestión. Finalmente, las variables empleadas como variables de entrada (variables predictoras) para los algoritmos desarrollados son:

- Coeficiente de correlación co-polar  $(\rho_{HV})$
- Velocidad Radia lDoppler (V)
- Desvío de la reflectividad diferencial (SZDR)

Si bien la variable SZDR otorga una noción de la estructura espacial al análisis, se consideró necesario incorporar un proceso final a la clasificación obtenida por los modelos (Postproceso), de manera de darle mayor importancia a la caracterización espacial de los datos. Partiendo de la clasificación inicial del modelo, se reasignaron algunos puntos teniendo en cuenta la clase de sus vecinos. Más específicamente, sobre cada píxel se analizó una ventana de  $3 \times 3$  (en rango y azimuth), si la mayoría de sus vecinos (la mitad +1) fueron asignados a su misma clase, entonces no se hizo ningún cambio, sino, se cambió la clase previamente asignada.

Uno de los inconvenientes encontrados fue que muchas veces los datos con los que se contaba tenían variables faltantes, es decir a algunos puntos les faltaba información de alguna de las variables ( $\rho_{HV}$ , V, y/o SZDR). A fin de salvar este inconveniente se procedió de la siguiente manera: si la falta de dato se daba en la muestra de entrenamiento, simplemente aquellos puntos fueron eliminados. En cambio, cuando el punto con una variable faltante era parte del conjunto de testeo, se clasificó dicho punto considerando el modelo con las variables disponibles. Es decir, para cada metodología se ajustaron cuatro modelos, uno con las tres variables y los otros tres con las variables tomadas de a dos. Luego dependiendo de la disponibilidad de variables en cada pixel se predijo su clase según alguno de estos cuatro modelos ajustados. Por ejemplo si para el píxel p, se contara con las variables  $\rho_{HV}$  y V, y SZDR no estuviese disponible, se clasificaría el punto a partir del modelo que utiliza como

Fecha	Ventana	Características			
	Horaria				
20 de junio 2009	Desde 04:00 hasta 06:00 UTC	<ul> <li>Presencia de ecos meteorológicos extendidos espacialmente.</li> <li>Sobre el sitio del radar se observa eco no meteorológico.</li> </ul>			
22 de noviembre 2009	Desde 08:30 hasta 09:30 UTC	<ul> <li>Presencia de eco meteorológico moderado.</li> <li>Alrededor del radar: eco no meteorológico</li> </ul>			
9 de febrero 2010	Desde 21:00 hasta 23:00 UTC	<ul> <li>Mezcla de eco meteorológico y no meteorológico.</li> <li>Eco meteorológico intenso.</li> </ul>			
27 de febrero de 2010	Desde 00:00 hasta 02:00 UTC	<ul> <li>Presencia de ecos no meteorológicos alrededor del sitio del radar aislados de ecos meteorológicos.</li> </ul>			

Tabla I: Casos para la validación

variables ( $\rho_{HV}$ ,V). Si la falta de dato fuera en dos o más variables, se clasificaría al punto como sin clase (SC). En la Figura 2 esquematizamos de manera sencilla la metodología a seguir.

Según los métodos de clasificación que se desarrollaran en la sección 3.1 se clasificaron las imágenes del conjunto de testeo (Tabla I). Se asignó a cada pixel en una de las tres categorías: meteorológica (M), no meteorológica (NM) o sin clase (SC). Estos resultados fueron utilizados para evaluar la performance de cada método, comparando la verdadera clase de cada uno de ellos con la asignada por el método de clasificación. Una vez desarrollados los métodos y obtenidos los resultados para los casos de testeo, se buscó hacer un análisis más completo sobre la performance de los clasificadores. Fue necesario entonces darle mayor variabilidad a los datos. Con este objetivo se implementaron técnicas de remuestreo sobre los datos de entrenamiento. El detalle de este procedimiento se explica en la Sección 3.2.



Figura 2: Diagrama de flujo sobre la metodología a seguir para el problema de clasificación en imágenes de radar propuesto en el presente trabajo. La letra M corresponde a la categoría Eco Meteorológico, la NM a Eco No Meteorológico y SC a datos sin clasificar.

### 3.1 METODOS DE CLASIFICACION SUPERVISADA

Las técnicas de clasificación supervisada parten de muestras pre-clasificadas con las que se aspira aprender cómo discriminar (o clasificar) nuevas observaciones. Los métodos abordados en este trabajo toman como premisa la Regla de Clasificación de Bayes, la cual se basa en asignar la nueva observación a la clase con mayor probabilidad condicional. Más específicamente, si se denota con  $x = (x_v, x_\rho, x_{szdr})$  a los valores de las variables V,  $\rho_{HV}$  y SZDR en cierto punto p (información disponible), la Regla de Bayes asignará al punto p el tipo de eco con mayor probabilidad condicional. Es decir, si

$$P(M|x) > P(NM|x) \tag{1}$$

se asignará p a la clase meteorológica, de lo contrario se lo asignará a la clase no meteorológica, siendo que P(M|x) y P(NM|x)denotan la probabilidad de Eco Meteorológico (M) y de Eco No Meteorológico (NM) respectivamente, condicional a observar x.

La expresión (1) puede ser reformulada en términos de las probabilidades P(M) y P(NM)de cada clase, combinadas con las funciones de densidad  $(f_M(x) \text{ y } f_{NM}(x))$  del vector x = $(x_v, x_\rho, x_{szdr})$  en las mismas, obteniéndose así que (1) resulta equivalente a

$$P(M)f_M(x) > P(NM)f_{NM}(x)$$
(2)

Las representaciones (1) y (2) sugieren dos enfoques diferentes para construir reglas de clasificación. Por un lado, existen aquellas basadas en (1), que modelan probabilidades condicionales. Por otra parte, la representación (2) da origen a clasificadores mediante la estimación de las funciones de densidad condicional en cada categoría, siendo que en muchas aplicaciones las probabilidades a priori, es decir P(M) y P(NM), suelen suponerse iguales (ambas con valor 0,5).

Existe una gran variedad de técnicas, que según el problema y los datos disponibles son más o menos adecuadas. En lo que resta de esta sección se describirán brevemente las metodologías que fueron utilizadas en este trabajo.

# 3.1.1. Modelo Lineal Discriminante (LDA)

El modelo discriminante lineal parte de la base que las funciones de densidad  $f_M(x)$  y  $f_{NM}(x)$ son gaussianas, ambas con distintos vectores de medias ( $\mu_M$  y  $\mu_{NM}$ ) pero con la misma matriz de varianzas ( $\Sigma$ ). Es decir,

$$f_C(x) = \frac{exp\left(\frac{-1}{2}(x-\mu_C)'\Sigma^{-1}(x-\mu_C)\right)}{(2\pi)^{3/2}|\Sigma|^{1/2}} \quad (3)$$
  
con  $C \in \{M, NM\}$ 

Los parámetros del modelo  $(\mu_M, \mu_{NM} \ge \Sigma)$  se estimaron como:

$$\hat{\mu}_{C} = \frac{1}{n_{C}} \sum_{i=1}^{n_{C}} x_{Ci}$$

$$\hat{\Sigma} = \frac{n_{M} - 1}{n - 2} \hat{\Sigma}_{M} + \frac{n_{NM} - 1}{n - 2} \hat{\Sigma}_{NM}$$

$$\hat{\Sigma}_{C} = \frac{1}{n_{C} - 1} \sum_{i=1}^{n_{C}} (x_{i}C - \hat{\mu}_{C}) (x_{i}C - \hat{\mu}_{C})'$$

$$\text{con } C \in \{M, NM\}$$

$$(4)$$

donde  $x_{Mi}$   $(x_{NMi})$  denota la observación i-ésima perteneciente a la clase Meteorológica (No Meteorológica) de la muestra de entrenamiento, mientas que  $n_M$   $(n_{NM})$  denota el número total de observaciones de esa clase.

# 3.1.2. Modelo Cuadrático Discriminante (QDA)

En el método anterior se supuso que las observaciones dentro de cada una de las clases se distribuían según una ley Gaussiana, con distintas medias pero con la misma matriz de varianzas y covarianzas. Es posible ahora "relajar" este supuesto considerando el caso en que la matriz de varianzas y covarianzas sea diferente para cada clase. El razonamiento es el mismo que antes, simplemente que ahora será necesario estimar por separado la matriz de varianzas y covarianzas de cada clase, además de cada una de las medias. Es decir, en este nuevo escenario los parámetros desconocidos que debemos estimar son: un vector de medias ( $\mu_M$ y  $\mu_{NM}$ ) y una matriz de varianzas ( $\Sigma_M$  y  $\Sigma_{NM}$ ) para cada clase.

Las estimaciones para los vectores de medias son las mismas que para el caso anterior (4), se distinguen estimaciones diferentes de las matrices de covarianzas (5).

Uno se podría preguntar por qué se elegiría el método lineal si es posible utilizar un método más flexible como el cuadrático. La respuesta viene de la mano de la relación sesgo-varianza presente en cada uno de los métodos: Si bien se tiene que el clasificador cuadrático es más flexible, a la vez necesita de la estimación de una mayor cantidad de parámetros que el clasificador lineal. Por otro lado, el modelo lineal si bien es menos flexible, es más estable en lo que refiere a cambios en el resultado por modificaciones en la muestra de entrenamiento.

Para obtener más información sobre las técnicas de clasificación dadas por el análisis del discriminante (a) y (b), se puede consultar en Peña (2002).

#### 3.1.3. Modelo Bayes Naive (BN)

Este modelo busca estimar las funciones de densidad  $f_M(x)$  y  $f_{NM}(x)$  con aún menos suposiciones, partiendo únicamente de la muestra de entrenamiento. Se propuso entonces utilizar lo que se denomina Estimador Núcleo de la Densidad (en este caso núcleo gaussiano):

$$f_C(x) = \frac{\sum_{i=1}^{n_C} exp\left(\frac{-(x-\mu_C)'(x-\mu_C)}{2h^2}\right)}{n_C h^3 (2\pi)^{3/2}} \quad (6)$$
  
con  $C \in \{M, NM\}$ 

En donde x es un vector de tres coordenadas (correspondientes a V,  $\rho_{HV}$  y SZDR) y hel parámetro de suavizado. La elección del parámetro de suavizado es esencial para el buen funcionamiento del estimador. Como h controla la concentración de peso alrededor de cada punto de la muestra de entrenamiento, se tiene que valores chicos de h darán lugar a que únicamente las observaciones más cercanas al punto donde se quiere estimar la función de densidad sean relevantes en la estimación. De lo contrario, al tomar valores grandes de h, observaciones más

# Meteoro logica

lejanas influirán también en la estimación. Se han desarrollado varias técnicas para la selección del parámetro de suavizado, que no sólo pueden ser utilizadas para el caso del estimador núcleo, sino que también pueden ser fácilmente aplicables para otros estimadores. Para este trabajo se tomó como h el dado por la Regla de Referencia a la normal. Para más información sobre esta técnica y sobre este método de clasificación en general se puede consultar Silverman (1986) y Delicado (2008).

En general, el estimador tal como está en la expresión (6) no resulta práctico de aplicar, debido al alto nivel de cómputo que este implica, sumado a que cuando la cantidad de variables explicativas del modelo aumenta, la precisión del estimador disminuye. Como el objetivo final está en la clasificación, conocer de forma precisa la densidad de los datos resulta innecesario. Una forma de eludir este problema es construir un estimador bajo la hipótesis de que las variables (en este caso:  $\rho_{HV}$ , V y SZDR) son independientes. Se consideró entonces como estimador:

$$\hat{f}_C(x) = \prod_{k=1}^3 \hat{f}_{Ck}(x_k) \tag{7}$$
$$k \in \{\rho_{HV}, V, SZDR\}$$

donde ahora  $\hat{f}_{Ck}(x)$  denota el estimador no paramétrico de la densidad de la variable k en la clase C, y se calcula como en (6), pero utilizando solamente la variable  $x_k$ . Este método se lo denomina "Método de Bayes Naive". Si bien el mismo parte de una suposición que no suele ser correcta en la mayoría de los casos, no sólo simplifica de forma evidente el estimador sino que también en la práctica da muy buenos resultados.

Hasta aquí los tres modelos presentados modelan y estiman las funciones de densidad de cada una de las clases. Una vez obtenidos los valores de los estimadores, al suponer que las probabilidades a priori son iguales para ambas clases, la regla de clasificación para un cierto punto (x) estará dada por:

$$r(x) = \begin{cases} M \text{ si } \hat{f}_M(x) \ge \hat{f}_{NM}(x) \\ NM \text{ sino} \end{cases}$$
(8)

# 3.1.4. Modelo de Regresión Logística (LG)

Este método sugiere modelar P(M|x) y P(NM|x), para luego clasificar según (1). El modelo de regresión logística propone considerar:

$$P(C|x) = \frac{1}{1 + e^{-\beta_{0C} + \beta_{1C}x}}$$
(9)

En donde  $\beta_{0C}$  es un parámetro univariado,  $\beta_{1C} = (\beta_{1Cv}, \beta_{1C\rho_{HV}}, \beta_{1Cszdr})$  es un parámetro de tres coordenadas y C = M ó NM. Supongamos que C = M, entonces P(NM|x) = 1 - P(C|x), análogamente se definiría P(M|x), si se considerara C = NM.

Fue entonces necesaria la estimación de dichos parámetros, para la cual se utilizó el método de máxima verosimilitud. La idea esencial es la de estimar los parámetros desconocidos de forma tal que para todos los elementos de la muestra de entrenamiento la probabilidad estimada de pertenecer a la verdadera clase de procedencia (entiéndase la clase M o la clase NM) sea, los más posible, cercana a uno. Obtener este valor, es decir obtener el valor que maximiza la verosimilitud no resulta ser una tarea trivial. De todas formas, fue posible aproximar estos estimadores a partir de métodos iterativos muchos de los cuales han sido implementados en varios paquetes estadísticos como R (http://cran.r-project.org/). Más información sobre el modelo de regresión logística se puede encontrar en Peña (2002) y Hastie y Tibshirani (2009), entre otros.

#### 3.2 TECNICAS DE REMUESTREO

Las técnicas de remuestreo son herramientas indispensables en la estadística moderna. Las mismas consisten en tomar repetidas muestras sobre los datos de entrenamiento para ajustar nuevamente los modelos de interés, obteniendo así información adicional sobre los mismos. En el caso de este trabajo, las muestras para entrenar y testear los modelos requirieron de una clasificación manual de las imágenes y por ello resultó dificultoso contar con un volumen de datos considerable para trabajar. Si bien los resultados obtenidos en las imágenes testeadas fueron buenos, se consideró necesario hacer un análisis estadístico más profundo de las performance de los distintos métodos aplicados. Para ello fue necesario plantear una manera de darle variabilidad a los datos. Luego de evaluar varias posibilidades se decidió aplicar técnicas de remuestreo sobre los pixeles de las imágenes de entrenamiento. Todos los clasificadores construidos a partir de los diferentes métodos y entrenados con distintas muestras (del remuestreo) fueron evaluados utilizando los datos test considerados en la Tabla T

Para el análisis siguiente se supuso que la clasificación del experto fue perfecta. Con el objetivo de poder cuantificar la performance de los diferentes modelos, se utilizó como índice de bondad el valor de la proporción de puntos bien clasificados sobre el total de cada elevación (CSI, por sus siglas en inglés critical success index).

El procedimiento aplicado fue el siguiente: se llama N a la cantidad de pixeles totales de la muestra de entrenamiento, entonces:

1) Se seleccionaron de manera aleatoria y con reposición N puntos de la muestra de entrenamiento.

2) Tomando como muestra para entrenar la resultante del ítem anterior, se ajustaron los cuatro modelos (BN, LDA, QDA, LG).

3) Se clasificaron las 12 imágenes de los casos test.

4) Se aplicó el postprocesamiento.

5) Se calcularon los valores de CSI para cada caso test y para cada modelo.

6) Se volvió al punto 1.

Se computó la secuencia anterior 100 veces (en adelante, replicaciones).

Meteoro logica



*Figura 3:* Resultados obtenidos para el 22 de noviembre de 2009 en el clasificador LDA. Por fila y sobre la primera elevación  $(0.5^{\circ})$ : reflectividad horizontal ZH (dBZ),  $\rho_{HV}$ , resultado del clasificador: en azul los puntos clasificados como meteorológicos (M), en rojo los clasificados como no meteorológicos (NM), y en verde los considerados sin clase (SC). Los anillos concéntricos poseen una separación de 30km entre sí. Por columnas: tiempos sucesivos correspondientes a 08:53 UTC, 09:03 UTC y 09:23UTC.

#### 4. RESULTADOS

Se implementaron los cuatro métodos descriptos en la sección anterior: LDA, QDA, BN y LG. Tal como fue descripto previamente, luego de la clasificación inicial sobre la muestra de testeo según cada una de las metodologías, se realizó un postprocesamiento de forma de incluir la estructura espacial de los datos, siguiendo la regla de la mayoría. Tal como se indicó en la Sección 2 todos los clasificadores fueron testeados en los cuatro eventos de la Tabla 1.



Figura 4: Ídem Figura 3 pero para clasificador QDA.

En las Figuras 3, 4, 5, y 6 se muestran los resultados de los cuatro modelos para el caso del 22 de Noviembre de 2009. Los resultados para el caso del 9 de Febrero de 2010 se encuentran representados en las Figuras 7, 8, 9 y 10. Si bien es posible observar que en ambos casos se dan situaciones en donde las dos clases (M y NM) se encuentran presentes, es claro que en el caso de 2009 los ecos están más mezclados, en comparación con la situación de 2010. Se puede observar que los resultados obtenidos con los diferentes métodos de clasificación coinciden en

un alto porcentaje. De todas formas, es posible notar que las diferencias se encuentran en las zonas de frontera entre ambas clases, obteniendo discrepancias mayores en la situación de 2009. Esto último es de esperar ya que los puntos de frontera poseen cantidades similares de vecinos de las dos clases lo que afecta por un lado al postproceso, que considera los valores de estas cantidades, y por otro lado al comportamiento mismo de la variable SZDR en las zonas de frontera. En este caso el efecto se debe a que SZDR se construye a partir de la variabilidad

Meteoro logica



Figura 5: Ídem Figura 3 pero para clasificador LG.

espacial de  $Z_{DR}$ . Por consiguiente, sería posible que tanto el postproceso como el valor de SZDR en las zonas de frontera introdujeran errores al momento de la clasificación. De todas formas, la distribución espacial de los datos es sumamente importante al momento de clasificar puntos que no se encuentren en las zonas de frontera, ya que otorga una distinción importante en el comportamiento de las variables en las dos clases (ZDR que suele ser más "ruidosa" en presencia de ecos no meteorológicos) y a la vez permite capturar la continuidad de los ecos (postproceso). Resulta entonces evidente que los puntos de frontera son los que proponen el desafío mayor al momento de clasificar los datos en ecos meteorológicos o no meteorológicos.

Con respecto a la variable Velocidad Doppler, se observó que la misma no presenta demasiada relevancia a la hora de la clasificación. La velocidad permite en términos generales dar una idea de la naturaleza de los objetivos escaneados,



Figura 6: Ídem Figura 3 pero para clasificador BN.

pero puede llevar a conclusiones erróneas si se la observa por sí sola. Es decir, ecos producidos por el fenómeno de la propagación anómala poseen velocidades cercanas a cero, pero objetivos como ecos biológicos pueden poseer velocidades similares a las de un eco de precipitación. A su vez, puede suceder que objetivos meteorológicos posean velocidades bajas. Quizás, si el objetivo de la clasificación fuese lograr una discriminación más fina dentro de los ecos no meteorológicos (por ejemplo distinguir entre ecos biológicos, ecos de terreno y propagación anómala) la variable velocidad podría tener mayor relevancia para el análisis.

En la Tabla II se presentan los resultados obtenidos para la media, mediana, máximo, mínimo, primer cuartil, tercer cuartil y desvío del índice CSI correspondiente a cada uno de los cuatro métodos utilizados a lo largo de las 100 replicaciones del remuestreo. Es posible notar como los cuatro métodos contienen valores

Meteoro logica



*Figura 7:* Resultados obtenidos para para el 9 de febrero de 2010 en el clasificador LDA. Por fila y sobre la primera elevación (0.5°): reflectividad horizontal ZH (dBZ),  $\rho_{HV}$ , resultado del clasificador: en azul los puntos clasificados como meteorológicos (M), en rojo los clasificados como no meteorológicos (NM), y en verde los considerados sin clase (SC). Los anillos concéntricos poseen una separación de 30km entre sí. Por columnas: tiempos sucesivos correspondientes a 21:03 UTC, 21:43 UTC y 22:33 UTC.

similares de mediana, pero no así de la media, lo que indica de alguna manera que hay diferencias en la dispersión de los datos.

En las Figuras 11 y 12 se muestran los

histogramas y los boxplots correspondientes a los resultados de los valores de los CSI en cada uno de los cuatro métodos, basados en las 100 replicaciones. Como primera observación es posible notar que si bien los valores de



Figura 8: Ídem Figura 7 pero para el clasificado QDA

las medianas en los cuatro modelos son muy semejantes entre sí, el modelo con menor varianza es el modelo lineal. Además el modelo de Bayes Naive, si bien tiene mayor nivel de varianza, es el que logra valores más altos de CSI. Teniendo en cuenta la relación sesgo-varianza presente en estos modelos sería lógico esperar que el modelo más simple (LDA), es decir el modelo con menos parámetros que ajustar sea el que posea menor varianza y mayor sesgo. Es interesante notar cómo en este caso sucede lo primero pero no lo segundo, o por lo menos no es evidente. El modelo Bayes Naive no hace suposiciones sobre la forma de las funciones de densidad, otorgándole al método mayor flexibilidad. Si bien esto último en principio es algo positivo ya que permite obtener un modelo menos restrictivo, puede suceder que si el número de observaciones no es suficiente, se obtenga una sobre-estimación que lleve a errores

Meteoro logica



Figura 9: Ídem Figura 7 pero para el clasificado LG.

en las predicciones. Es posible entonces que la estimación dada por este modelo se encuentre bajo este escenario.

En general, elegir el nivel adecuado de flexibilidad para un modelo, no es una tarea sencilla, depende en parte del problema y de los datos con los que se cuente. Por consiguiente, a juzgar por los resultados obtenidos y en el caso de ser necesario elegir únicamente alguno de los cuatro modelos, en principio parecería que el lineal es el que mejor ajusta.

#### 5. CONCLUSIONES

En este trabajo se presentaron cuatro técnicas de clasificación supervisada las cuales buscan dar una solución al problema de discriminación entre ecos meteorológicos y no meteorológicos en imágenes de radares meteorológicos muy importante al momento de realizar un control de calidad de la información para su uso en múltiples



Figura 10: Ídem Figura 7 pero para el clasificado BN.

aplicaciones hidrometeorológicas. A partir de datos provenientes del radar Doppler banda C de doble polarización instalado en la Estación Experimental Agropecuaria INTA Anguil, se testearon cuatro modelos basados en las cuatro técnicas de clasificación presentadas con distintos niveles de flexibilidad. Mediante técnicas de remuestreo se estudiaron los desempeños de los mismos y se analizaron los resultados.

Las clasificaciones finales de los casos testeados en los cuatro métodos fueron coincidentes y correctas en un alto porcentaje (siendo las zonas de frontera las menos precisas). De todas formas, se vio que aplicar una metodología más flexible (BN) no incorporaba precisión en las predicciones, obteniendo mejores clasificaciones con los métodos más rígidos. Una posible razón puede ser que al no contar con un gran número de observaciones los ajustes más flexibles sobreestimen los datos, resultando entonces el modelo con mejor desempeño el Modelo Lineal.

No obstante, se podría suponer que si se contase

Modelo	Primer Cuartil	Mediana	Tercer Cuartil	Media	Desvío	Máximo	Mínimo
LDA	0,8912	0,9428	0,9606	0,9227	0,0577	0,9920	0,8080
QDA	0,8733	0,9490	0,9701	0,9177	0,0738	0,9932	0,7705
LG	0,8303	0,9494	0,9755	0,9134	0,0772	0,9924	0,7815
BN	0,8360	0,9470	0,9881	0,9040	0.0977	0,9907	0,7151

*Tabla II:* Resultados obtenidos a partir de las replicaciones. Los valores de la tabla son referidos al índice de éxito crítico (CSI) que se muestra en la Figura 11.



Figura 11: Boxplot de los valores de CSI obtenidos a partir de las 100 replicaciones en los cuatro modelos. De izquierda a derecha: LDA, QDA, LG y BN. La línea negra oscura marca el valor de la mediana en cada uno de los modelos. Los límites de las cajas están dados por el primer cuartil (25%, límite inferior) y tercer cuartil (75%, límite superior). Por último los bigotes de los extremos dan los valores del máximo (bigote superior) y del mínimo (bigote inferior).

con un set más amplio de datos para entrenar los modelos, la clasificación resultante para el caso del modelo BN podría resultar mejor. Obtener una muestra de entrenamiento mayor

# Meteoro logica

resultaría costoso, ya que la misma fue realizada de forma manual por el experto meteorólogo, lo que implica una mayor demanda de tiempo para poder incluir un número superior de casos. De todas formas es importante aclarar que por la manera en que está planteado este modelo, para cada punto a clasificar es necesario computar el estimador núcleo de la densidad con cada uno de los puntos de la muestra de entrenamiento (Ecuación 6), lo que implica que a medida que aumenta la muestra de entrenamiento, aumenta el tiempo de cómputo. Por esta razón, habría que analizar la factibilidad de éste método si se aumentase considerablemente la muestra de entrenamiento.

Si bien los resultados encontrados son muy alentadores, se cree necesario seguir avanzando en esta línea de investigación a fin de incorporar una mayor cantidad de casos y tener una mayor significancia de los resultados. Como primera medida, se cree que incorporar nuevas variables derivadas del radar al análisis ayudaría a obtener mejores resultados. Para ello será necesario trabajar en la calidad y calibración de las mismas sobre los radares que se encuentran en funcionamiento. En segunda instancia tal como se consideró la variable SZDR para incorporar nociones de la estructura espacial en sentido horizontal, se estima que incluir también variables que den nociones de la estructura espacial en el sentido vertical sería positivo. Por otra parte, como en este trabajo se utilizaron técnicas clásicas de clasificación se cree necesario explorar y evaluar algunas técnicas más avanzadas, como redes neuronales o técnicas de clusterización. Por último se espera poder extender estas técnicas a otros radares de doble polarización existentes en el país.

Agradecimientos: La realización del presente trabajo fue financiada por los proyectos PIDDEF N°5 2014-2017, PICT 2013-1299 y UBACyT 20020130100618BA.

#### REFERENCIAS



*Figura 12:* Histogramas de los valores de CSI obtenidos a partir de las 100 replicaciones en los cuatro modelos: (a) LDA, (b) QDA, (c) LG y (d) BN.

- Battan L.J. 1973: Radar observation of the atmosphere. Q.J.R. Meteorol. Soc., 99: 793.
- Berenguer, M., Corral C., Sanchez-Diezma R. y Sempere-Torres D., 2006: A fuzzy logic technique for identifying non precipitating echoes in radar scans. J. of Atmos. and Oceanic Tech., 23, 1157-1180.
- Bo Young Y., Gyu Won L. y Hong-Mok P., 2015: Identification and Removal of Non-meteorological Echoes in Dual-polarization Radar Data Based on a Fuzzy Logic Algorithm. Advances in atmospheric sciences, 32, 1217–1230
- ChoY. H., Lee. G, Kim K. E. y Zawadski I.,

2006: Identification and removal of ground echoes and anomalous propagation using the characteristics of radar echoes. J. of Atmos. And Oceanic Tech., 23, 1206-1222.

- Delicado P., 2008: Curso de Modelos no Paramétricos. Departamento de estadística e investigación operativa, Universidad de Cataluña. 192 págs.
- Greku M. y Krajewski W. F., 2000: An Efficient Methodology for Detection of Anomalous Propagation Echoes in Radar Reflectivity Data Using Neural Networks. J. of Atmos. and Oceanic Tech., 17, 121-129.
- Gourley J., Chatelet J. P. y Tabary P., 2006: A

Fuzzy Logic Algorithm for the Separation of Precipitating from Nonprecipitanting Echoes Using Polarimetric Radar Obsservations, J. of Atmos. and Oceanic Tech, 24, 1439-1451.

- Hastie L., Friedman J. y Tibshirani R., 2009: The Elements of statical learning: Data Mining, Inference, and Prediction. Springer Text in Statistics. 747 págs.
- Hubbert J. C., Dixon M. y Ellis S.M., 2009: Weather Radar Ground Clutter. Part II: Real-Time Identification and Filtering. J. of Atmos. and Oceanic Tech., 26, 1181-1197.
- Kosko B., 1994: Neural Networks and fuzzy systems: a dynamical systems approach to machine intelligence. Pretince-Hall International Editions. 449 págs.
- Lakshmananetal V., Zhang J., y Howard K., 2010: A Technique to Censor Biological Echoes in Radar Reflectivity Data. J. of applied meteorology and climatology, 49, 453-462.
- Moszkowicz S., Cian G. J. y Krajewskiw F., 1993: Statistical Detection of Anamalous Propagation in Radar Reflectivity Patterns. J. of Atmos. and Oceanic Tech, 11, 1026-1034.
- Peña D., 2002: Análisis de datos Multivariantes. S.A. Mcgraw-hill / Interamericanade España. 515 págs.
- Rico-Ramirez M. A. Cluckie I. D., У 2008:Classification of ground clutter anomalous and propagation using dual-polarization weather radar. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, 46, 7, 1892-1904.

Ryzhkov A. y Zrnic D. S., 1998: Discrimination

between Rain and Snow with a Polarimetric Radar. J. of applied meteorology. 37, 1228-1240.

- Schuur T., Heinselman P. y Ryzhkov A., 2003: Observations and classification of echoes with the polarimetric WSR-88D radar. National Severe Storms Laboratory (NOAA) and Cooperative Institute for Mesoscale Meteorological Studies (University of Oklahoma).
- Silverman B. W., 1986: Density estimation for statistics and data analysis. Chapman and Hall/CRC.176 págs.
- Siggia A. D. y Passarelli R. E., 2004: Gaussian model adaptive processing (GMAP) for improved ground clutter cancellation and moment calculation. Third European Conference on Radar Meteorology (ERAD) 67–73.
- Steiner M. y Smith J. A., 2001: Use of Three-Dimensional Reflectivity Structure for Automated Detection and Removal of Nonprecipitating Echoes in Radar Data. J. of Atmos. and Oceanic Tech., 19, 673-685.
- Zawadzki, I., 1984: Factors affecting the precision of radar measurement of rain, in 22 Conference on radar meteorology, edited by AMS, pp. 251-256, Zurich, Switzerland.

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 PRELIMINAR DE LA VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DEL VIENTO MEDIO MENSUAL EN TRELEW

Lucila Mercedes Cúneo<sup>1,2</sup>, Silvia Bibiana Cerne<sup>1,3</sup>, María Paula Llano<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Cs. de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN, UBA. Piso 2, Pabellón 2, Cdad. Universitaria, C1428EGA, CABA, Argentina.

<sup>2</sup>Consejo Nac. de Inv. Científicas y Técnicas, Av. Rivadavia 1917, C1033AAJ, CABA, Argentina.
<sup>3</sup>Centro de Investigaciones del Mar y la Atmosfera CIMA – CONICET. Instituto Franco-Argentino sobre Estudios de Clima y sus Impactos UMIIFAECI 3351-CNRS-CONICET-UBA.FCEyN, UBA. Piso 2, Pabellón 2, Cdad. Universitaria, C1428EGA, CABA, Argentina

(Manuscrito recibido el 27 de noviembre de 2017, en su versión final el 23 de marzo de 2018)

#### RESUMEN

En el presente trabajo se detallan las características de la velocidad y dirección del viento observado a 10 m en la estación meteorológica de Trelew Aero, provincia de Chubut, Argentina, durante el período 1997-2014. Para realizar este estudio se analizó profundamente y se documentó la calidad de la información, se describió la variabilidad diaria, estacional y anual de las observaciones de velocidad y dirección del viento. También se examinó el comportamiento de valores extremos (velocidades intensas y calmas).

El estudio del control de calidad de los datos indicó que en la estación se realizó un cambio de instrumental en dos ocasiones y que en 2009 los instrumentos presentaron mal funcionamiento, y un estudio de homogeneidad de diferentes propiedades estadísticas indicó tres períodos de estudio. Para cada uno de ellos se calcularon los valores medios de velocidad horarios, diarios, mensuales y anuales. Se evaluaron las distribuciones de frecuencias de velocidad y su correspondiente ajuste a la función Weibull, la frecuencia de ocurrencia de calmas y finalmente, las distribuciones de frecuencias de través de una rosa de vientos.

Los resultados indicaron una disminución de la velocidad media anual del viento a lo largo de los períodos y en especial una marcada reducción de vientos extremos tanto velocidades altas como calmas. Además, si bien los vientos del oeste son los más frecuentes durante todo el año, no representan las velocidades medias más intensas y a nivel estacional se observó un cambio en la dirección de dichas velocidades mostrando una rotación al norte en el último período.

Palabras clave: Viento, Variabilidad estacional del viento, Control de calidad de viento

### PRELIMINARY DESCRIPTION OF THE SPEED AND DIRECTION OF THE MONTHLY MEAN WIND IN TRELEW

#### ABSTRACT

Dirección Electrónica: lcuneo@at.fcen.uba.ar

In this paper we analyze and discuss the characteristics of the wind datasets made at standard 10 m height in the meteorological station of Trelew Aero in Chubut, Argentina between 1997 and 2014. Our study was focused on analyzing and documenting the quality of the data, we described the daily, seasonal and annual variability of the observational data of speed and wind direction. We also examined the behavior of extreme values (intense velocities and calms).

The quality control of the data indicated that the instrument was changed twice in the station and in 2009 showed malfunctioning and a homogeneity study of different statistical properties indicated three periods of data sets. For each of them, we calculated the hourly, daily, monthly and annual mean values. We evaluated the distributions of velocity frequencies and their corresponding adjustment to the Weibull function, the calms events and finally, the frequency distributions of direction through a wind rose.

As a result, we found a decrease in the mean annual wind speed between periods and a reduction of extreme winds, both higher and lower values. Besides, although westerly winds are the most frequent throughout the year, they do not represent the most intense wind speed. Finally, we found that the most intense winds are rotating to north in the last period.

Keywords: Wind, Seasonal wind variability, Wind quality control

# 1. INTRODUCCIÓN

La región patagónica en Argentina se caracteriza por la presencia de vientos persistentes e intensos a lo largo del año. El viento varía tanto en el tiempo como en el espacio y dichas variaciones espaciales dependen de las condiciones geofísicas locales como, por ejemplo, la topografía y la rugosidad superficial (Palese y otros, 2012).

Los primeros estudios del viento con fines de conocer el potencial eólico del país para producir energía eólica datan de principios de la década del 1980 (Barros, 1983 y 1986). Con posterioridad, se realizaron estudios de variabilidad del viento, entre los que se distinguen el estudio de la variación estacional de las ráfagas, los valores extremos y la distribución de frecuencias de la velocidad en Chubut (Labraga, 1994); el análisis de la variación estacional de la distribución de frecuencias de la velocidad en Neuquén (Palese, 1999); la investigación del régimen y las características del viento en la región norte de la Patagonia (Palese y otros, 2000). Más recientemente, se puede mencionar a Waimann (2016) que exploró el desarrollo de un sistema de pronóstico de producción de energía eólica, a Otero y otros (2016) quienes describieron las características de la velocidad del viento a 10 m de altura y su relación con el viento a 40, 50 y 60 m medidos en una torre cercana a la estación meteorológica San Julián, en la provincia de Santa Cruz. También hay autores que estudiaron al viento como recurso eólico en la provincia de Chubut con datos de reanálisis (Guozden y otros, 2017).

Analizar el comportamiento del viento es de suma importancia para hacer frente a, por ejemplo, los daños y pérdidas producto de los vientos extremos (Natalini y otros, 2012) o continuar con la implementación del uso de las energías renovables en la Argentina, entre otros. En particular, autores como Palese y otros (2000) hacen hincapié en la sustentabilidad de proyectos eólicos en Argentina, donde es evidente la crisis energética y donde la demanda de energía está en pleno crecimiento. Por lo tanto, comprender las variaciones temporales y espaciales del viento es esencial para investigar, entre otras cosas, las condiciones óptimas para la explotación del recurso eólico. Sin embargo, el viento como recurso energético limpio y renovable, también

posee desventajas, por ejemplo, es una variable intermitente, difícil de pronosticar y con errores en su medición.

Natalini y Natalini (2013), en su estudio sobre velocidades extremas del viento en Argentina, hacen referencia a la incertidumbre en el proceso de medición del viento y Otero y otros (2016) muestran los errores debidos al cambio de instrumental en la información medida en la estación meteorológica de San Julián (provincia de Santa Cruz), perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

Por ende, el estudio del comportamiento del viento pasado y futuro (pronóstico a corto plazo y proyecciones climáticas) es fundamental para reducir las incertidumbres en cuanto a la producción de este tipo de energía, sobre todo porque estudios recientes muestran que el viento en latitudes medias está disminuyendo a razón de  $0.5 \text{ ms}^{-1}$  por década (Wan y otros, 2010; Pryor y otros, 2007, entre muchos otros autores) en especial sobre tierra. Hay indicios que esto también está ocurriendo en Argentina (Bichet y otros, 2012; Watson, 2014, Cúneo, 2016), pero para establecer si dichas tendencias existen, se requiere de un estudio previo que describa el comportamiento del viento para lo cual es necesario previamente explorar la calidad de la información.

Por lo tanto, el objetivo del presente trabajo es documentar la calidad de la información y describir la variabilidad anual, estacional y mensual de las observaciones de la velocidad y dirección del viento en la estación meteorológica Trelew Aero del SMN en primera aproximación. Además, se propone examinar el comportamiento de valores extremos.

# 2. DATOS Y MÉTODOS

# 2.1 Datos utilizados

Se trabajó con registros de velocidad y dirección del viento horario medidos a 10 m provenientes de la estación meteorológica Trelew Aero (43°14'S y 65°19'O, 11 msnm) perteneciente a la red de estaciones del SMN en la provincia de Chubut. Las observaciones horarias datan del 1º de enero de 1997 hasta el 31 de agosto de 2014 contabilizando en total 18 años de datos. Según los registros de Anemometría de la estación (Procedimientos y Sistemas de Medición de la Dirección y Velocidad del Viento, según el Glosario de Meteorología de Organización Meteorológica Mundial) disponible para dicho período, la estación realizó dos cambios del instrumental para registrar dicha variable. Entre enero de 1997 y diciembre de 2003 se realizaron mediciones con un modelo de anemógrafo marca BENDIX, a partir de enero de 2004 y hasta diciembre de 2009 se utilizó un anemómetro con un display VAISALA DIGITAL WIND 20. Desde enero de 1997 hasta enero de 2009 la dirección del viento se observó con veleta pendular. Se destaca que entre enero y agosto del año 2009 se utilizó la escala Beaufort para estimar la velocidad del viento. Finalmente, desde enero de 2010 hasta agosto de 2014 se utilizó un anemómetro VAISALA WAA 151, una veleta WAV 151 y un display VAISALA DIGITAL WIND 30. El registro de anemometría no proporcionó información sobre las características técnicas de los instrumentos ni sobre cambios en la ubicación, en la altura del anemómetro ni en el entorno de estación.

# 2.2 Metodología

Se realizó un control de calidad sobre la información de la velocidad y dirección del viento siguiendo las técnicas utilizadas por Otero y otros (2016) en su estudio sobre la calidad de la información del viento en la estación de San Julián del SMN. En primer lugar, se localizaron registros con fechas inexistentes y registros con códigos de falta de dato ( $\pm 99, \pm 999$ ). En segunda instancia, se detectaron errores indiscutibles donde clasifican aquellos datos que indican valores negativos de velocidad, valores por debajo de 0° y por encima de 360° en la dirección y aquellos donde existen valores de dirección acompañados por un dato faltante de velocidad y viceversa. Se buscaron valores fuera de rango, es decir aquellos valores de velocidad del viento

que supere un valor límite, en este caso se asume  $30 \text{ ms}^{-1}$ , que surge a partir de la exploración de la información y se destaca que dicho valor está dentro del rango de valores extremos que Lassig y otros (2011) encontraron para algunas estaciones en la provincia de Neuquén (entre 27 y 42 ms<sup>-1</sup>) y es menor al valor de ráfaga máxima (entre 60 y 62 ms<sup>-1</sup>) que señala el reglamento CIRSOC 102 (2001) para la región de estudio.

En su trabajo, Natalini y Natalini (2013) hacen referencia a la incertidumbre en el proceso de medición. El viento se mide con mucho error, pero también existen ciertos factores que alteran las series temporales además del funcionamiento del instrumental, como, por ejemplo, cambios en la ubicación y/o altura del anemómetro, cambios en el paisaje, construcción de obstáculos, ausencia de datos por cambios en el plan de labor de la estación entre otros, muchos de los cuales no están adecuadamente documentados o bien la documentación no se encuentra disponible.

Efectivamente, la información del viento en esta estación proviene de diferentes sensores y no se realizaron mediciones simultáneas entre el instrumental a reemplazar y el nuevo que permitieran determinar un coeficiente de ajuste, dando lugar a tres períodos de registro. Más aún, durante el período de medición con el anemógrafo, el observador leyó el valor del viento a partir de instrumento registrador continuo. Por lo tanto, se realizó un estudio de homogeneidad de la serie para comprobar si existe un impacto en los datos debido a los cambios del instrumental. En primer lugar, se empleó el test de Levene (Levene, 1960; Brown y otros, 1974) para estudiar la semejanza de varianzas. Luego, se llevó a cabo el test de Wilcoxon (Wilcoxon, 1945) para estudiar la homogeneidad de las medianas de los tres períodos y finalmente se realizó el test de Kolmogorov-Smirnov para dos muestras (Siegel, 1956) que es un test no paramétrico de bondad de ajuste donde se compara si dos muestras fueron extraídas de una misma población. Todos los test se llevaron a cabo con un  $95\,\%$  de confianza.

Con el objetivo de representar el comportamiento

de la velocidad del viento se calcularon los valores medios horarios, diarios, mensuales y anuales considerando las calmas, pues no hacerlo generaría una sobreestimación de la velocidad media.

La distribución teórica que ajusta a la distribución de frecuencias de la velocidad del viento es la distribución de Weibull (Hennessey, 1977). La función de Weibull está caracterizada por un parámetro de escala c y un parámetro de forma k. Dichos parámetros se estimaron a partir del método de máxima verosimilitud ya que directamente utiliza los datos de la serie temporal sin necesidad de tener un formato de frecuencias y representa las observaciones de forma excelente (Waimann, 2011). La función de distribución de Weibull está dada por:

$$f(v) = \frac{k}{c} \left(\frac{v}{c}\right)^{k-1} e^{-(v/c)^k} \tag{1}$$

donde v es la velocidad del viento en ms<sup>-1</sup>, c es el parámetro de escala en ms<sup>-1</sup> y k es el parámetro de forma adimensional.

Se analizó el ciclo diurno, estacional (verano: DEF, otoño: MAM, invierno: JJA y primavera: SON) y anual de la velocidad del viento y de las calmas en términos de frecuencias relativas a la cantidad de información. Luego, a partir del cálculo de percentiles 25, 75 y 90, se determinó la dispersión de los valores y los valores extremos de velocidad de viento.

Finalmente, se estudió, a partir de una rosa de vientos de 8 direcciones, la distribución de frecuencias estacionales de la dirección del viento y el valor medio de la velocidad asociado a cada dirección

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 3.1 Control de calidad de la información

El análisis de la información de velocidad y dirección del viento en Trelew Aero correspondiente al período 1997-2014 arroja un total de 2805 datos horarios faltantes correspondientes al 1,8 % del total de datos. En particular, el 84,2% de los datos faltantes se concentra entre 2007 y 2010 (Figura 1). Respecto a la distribución horaria de los datos faltantes, el 85,9% lo hace entre las 22 y las 5 de la mañana decreciendo notablemente hacia la mañana y la tarde (Figura 2).



*Figura 1:* Frecuencia relativa de datos faltantes por año.

El análisis del registro de anemometría de la estación revela un cambio del instrumento en el año 2003 y 2010, mientras que desde enero hasta agosto de 2009 la velocidad del viento se estima a partir de la escala Beaufort. Por lo tanto, se decide eliminar el año 2009 del registro de datos y realizar un estudio de homogeneidad de la serie, considerando los períodos 1997-2003, 2004-2008 y 2010-2014.



*Figura 2:* Frecuencia relativa de datos faltantes por hora oficial argentina (HOA).

El test de Levene establece que no hay semejanza entre las varianzas de las distintas series, con un 95% de significancia. El test de Wilcoxon se aplica para estudiar la homogeneidad de las medianas de los tres períodos mencionados, donde con un 95% de confianza se encuentra

que las muestras de datos no provienen de poblaciones con una misma mediana. Por último, el test de Kolmogorov-Smirnov para dos muestras determina que las muestras independientes no fueron extraídas de la misma población o de dos poblaciones con la misma distribución con un 95 % de confianza.

Por lo tanto, los tres períodos antes mencionados son independientes y no pueden ser estudiados en forma conjunta y, consecuentemente, el posterior estudio del análisis y comportamiento de la velocidad y dirección del viento se realiza para cada período en particular. Estas inhomogeneidades en las series de velocidad del viento registradas por el SMN ya fueron señaladas por Marino (2007) para la estación de Bariloche Aero y documentada por Otero y otros (2016) para la estación de San Julián en Santa Cruz.

#### 3.2 Características medias

La Figura 3 muestra la velocidad media diaria del viento en Trelew, allí se observa una posible tendencia negativa acompañada por una disminución de la variabilidad del viento a lo largo de los períodos estudiados, dado que se registra una menor cantidad de casos en los cuales la velocidad del viento supera los 10 ms<sup>-1</sup>.



*Figura 3:* Valores medios diarios de velocidad del viento (gris) y velocidad media para los períodos 1997-2003 (azul), 2004-2008 (verde) y 2010-2014 (rojo).

Los valores medios de velocidad son  $6,32 \text{ ms}^{-1}$ ,  $5,48 \text{ ms}^{-1} \text{ y } 4,91 \text{ ms}^{-1}$  respectivamente y, por

lo tanto, existe una disminución del valor medio en un 13,2% entre 1997-2003 y 2004-2008 y una disminución del 10,4% entre 2004-2008 y 2010-2014. En cuanto al desvío estándar, se observa también una disminución en la dispersión de los datos. Entre los dos primeros períodos, hay una reducción del 16,5% en dicho valor, mientras que, entre los dos últimos, se observa una disminución en menor medida, 4,2%, lo que podría implicar una atenuación en los eventos extremos. Otero y otros (2016) encontraron también una disminución del viento medio y de la ocurrencia de valores extremos en su estudio para San Julián Aero, en el norte la provincia de Santa Cruz, para el período 1998-2009.

# **3.3** Características de las distribuciones de velocidad

Un aspecto fundamental de las características del viento es el comportamiento de las distribuciones de velocidad. Los tres períodos se ajustan con un 95% de confianza a una distribución de Weibull (realizada a partir de datos diarios). En la Figura 4 a, b y c, se presentan las distribuciones de frecuencias observadas (en barras) y el ajuste teórico de Weibull (línea) para cada período correspondiente. Se nota que a partir del segundo período los valores más frecuentes de velocidad son cada vez menores. Por ejemplo, en el período 1997-2003 la velocidad más frecuente es de  $6.5 \text{ ms}^{-1}$ , mientras que, en los períodos restantes, las velocidades más frecuentes se encuentran en el rango entre 4 y  $5 \text{ ms}^{-1}$ . Además, se observa un cambio en las frecuencias de velocidades máximas reportadas, es decir, en el primer período se registraron velocidades de hasta 17-18  $ms^{-1}$ , mientras que en segundo y tercer período las velocidades máximas registradas son de hasta  $11-12 \text{ ms}^{-1}$ . La disminución del valor de velocidad indica un cambio en la amplitud de la distribución, relacionado con el parámetro de escala, ya que cuanto menor sea éste, menor amplitud tendrá la distribución.

Earl y otros (2013) postulan que el valor del parámetro de forma podría ser una función del

# Meteoro logica



Figura 4: Distribución de frecuencias relativas de velocidad media diaria  $(ms^{-1})(barras)$  ajustado con una distribución teórica de Weibull (línea) para 1997-2003 (a), 2004-2008 (b) y 2010-2014 (c).

valor del viento y de las características locales de la ubicación de la estación. Considerando que no se documentó cambio alguno en las características geográficas de la estación, se asume en primera instancia, que éstas no cambiaron y, por lo tanto, la variación en el valor del parámetro de forma podría estar asociada con la variabilidad propia del sistema, con cambios en la circulación atmosférica, diferencias en la longitud de los registros, o bien, ser una combinación de todos efectos anteriores.

# 3.4 Variabilidad anual, estacional y diurna

La variabilidad anual y estacional de la velocidad del viento para los tres períodos correspondientes se presentan en las Figuras 5 y 6, donde se calculan los valores medios, las medianas y los cuartiles 25 y 75. Cada boxplot muestra la mediana (círculo negro), el percentil 25 (parte inferior del boxplot), el percentil 75 (parte superior del boxplot), el percentil 90 (parte superior del whiskerplot) y el valor medio de la velocidad del viento (círculo amarillo).



*Figura 5:* Boxplot de la velocidad media mensual del viento con valor de mediana (puntos negros), percentil 25 (extremo inferior de la caja), percentil 75 (extremo superior de la caja), percentil 90 (extremo superior del whisker) y valor medio anual (puntos amarillos) para cada período correspondiente.

En cuanto a la variación anual (Figura 5), se observa la ya mencionada disminución del valor medio anual entre los distintos períodos. En el primer período, los valores medios anuales superan, en general, los 6 ms<sup>-1</sup>, mientras que en los períodos restantes las velocidades medias se encuentran por debajo de ese umbral, especialmente en el último período. También es posible notar la variabilidad interanual de los valores medios, en los dos primeros períodos los valores medios no presentan una clara disminución año a año, por el contrario, en el primero hay una marcada aleatoriedad, mientras que en el segundo período los primeros años tienen una media menor a los últimos.



*Figura 6:* Boxplot de la velocidad del viento estacional con valor de mediana (puntos negros), percentil 25 (extremo inferior de la caja), percentil 75 (extremo superior de la caja), percentil 90 (extremo superior del whisker) y valor medio estacional (puntos amarillos) para cada período correspondiente.

Por otra parte, en los últimos dos períodos, la longitud del boxplot muestra una disminución en la dispersión de los datos respecto del primer período. El valor del percentil 90, definido como el umbral a partir del cual los valores de velocidad de viento se consideran extremos, también disminuye a partir del segundo período y, particularmente, es posible notar que durante el tercer período el valor medio de los extremos cae por debajo de los 10 ms $^{-1}$ . Claramente, se observa que entre 2010 y 2014 el valor del percentil 90 disminuye hasta alcanzar el valor del percentil 75 del primer período y el valor del percentil 75 de 2014 iguala al valor de la media del primer período. Pero el cambio del valor del percentil 25 es mucho menor entre períodos, lo que indicaría que los cambios en la dispersión de los datos se relacionarían más con las velocidades más intensas que con las más
bajas. Es muy notoria la disminución progresiva de los valores del percentil 90, 75 y la media en los últimos 5 años estudiados, comportamiento no observado en los períodos anteriores donde el cambio más brusco sólo se observa con el cambio del instrumental. Esto refleja, no sólo una disminución de los valores medios anuales, sino también una disminución en los valores extremos observados que concuerda con lo analizado en la Figura 3.

Si bien la causa de la disminución de la velocidad media del viento podría atribuirse al cambio de instrumental, debe señalarse que, en la literatura sobre el tema, hay autores que señalan la existencia de una disminución en la velocidad del viento observado. Por ejemplo, Pryor y otros (2007) indican una tendencia negativa en el centro oeste de Estados Unidos entre 1973 y 2005; Wan y otros (2009) lo hallan en estaciones de Canadá; y a nivel local, Palese y Lassig (2012) documentan esta disminución en la provincia de Neuquén. Entonces, además del cambio del instrumental, podrían estar presentes cambios en el paisaje y/o altura del instrumento, pero también algún cambio o ciclo en los patrones de circulación atmosférica, en especial si se consideran los últimos años (medidos con instrumental más confiable). En este trabajo, no se calcula la tendencia de la velocidad del viento ni se explora la existencia de ciclos debido a la escasa cantidad de datos en cada período.

Para examinar si el viento en Trelew presenta un comportamiento estacional definido, en la Figura 6 se muestra el boxplot estacional para los distintos períodos. Se puede observar que la velocidad del viento es mayor para los meses cálidos. En el caso de los meses de DEF, durante el período 1997-2003, los valores medios sobrepasan los 7 ms<sup>-1</sup> (medido con anemógrafo), mientras que, para el tercer período, los mismos apenas superan los 6 ms<sup>-1</sup>, lo que equivale a casi un 29,5 % de variación entre períodos, sin embargo, la diferencia entre los últimos dos períodos es menor (medidos con anemómetro). Un comportamiento similar es observado para los meses de SON. Contrariamente a lo que ocurre

# Meteoro logica

en los meses cálidos, durante el invierno y el otoño hay una menor variación entre períodos donde los valores medios de la velocidad entre el período 1997-2003 y 2004-2008 difieren en no más de un 16,7%.

En cuanto a la dispersión de los datos, es mayor durante la primavera y verano y es mínima durante el invierno. Respecto a los cambios entre períodos, el verano tiene un comportamiento distinto ya que no registra cambios en el percentil 75 ni 25 entre los últimos dos períodos, pero sí una disminución de los valores extremos (percentil 90). El invierno tampoco registra cambios del percentil 75 entre los mismos períodos, sin embargo hay una disminución del percentil 25 dando lugar a un aumento de la dispersión. En las estaciones intermedias se observa una progresiva disminución de los percentiles y en primavera no cambia la dispersión entre los tres períodos. En prácticamente todas las estaciones se registra una disminución del percentil 90 (más notoria en DEF y SON). Esto sugiere que la disminución de los eventos extremos no tuvo una época del año preferencial.

Otro aspecto muy importante de la variabilidad del viento es su ciclo diurno (Figura 7). Todas las estaciones presentan un marcado ciclo diurno, con un mínimo de velocidad de viento en horas nocturnas y máximos en horas de la tarde, clara respuesta al calentamiento radiativo de la superficie. Es posible notar nuevamente diferencias entre los valores medios de los distintos períodos, donde las mayores variaciones se presentan en las estaciones cálidas. Particularmente, en los meses de DEF, entre el primer período y los restantes existen variaciones entre máximos de velocidad de hasta  $2.5 \text{ ms}^{-1}$ mientras que en los meses de SON la disminución es progresiva en concordancia con lo mostrado en la Figura 6. En cuanto las restantes estaciones, las variaciones entre períodos si bien son menores, son mayores para MAM y en horas diurnas que en los meses de JJA, estación que presenta un comportamiento entre períodos muy similar y debe destacarse que las variaciones en las



Figura 7: Velocidad media horaria para las estaciones DEF (a), MAM (b), JJA (c) y SON (d).

velocidades medias en horas nocturnas son menores a 1  ${\rm ms}^{-1}.$ 

### 3.5 Evolución de los eventos de calmas

Las disminuciones observadas en los valores medios de la velocidad del viento generan un interrogante acerca del comportamiento de los episodios de calma en Trelew Aero. Se considera un episodio de calma cuando el viento horario es menor que  $0.5 \text{ ms}^{-1}$ . La distribución estacional de calmas se presenta en la Figura 8, donde se observa una clara disminución en la proporción de estos eventos principalmente entre el primer período y los restantes. Los eventos de calma disminuyen un 6% entre el período 1997-2003 y 2004-2008, mientras que existe un aumento del 3% entre el segundo y tercer período. Dicha disminución podría deberse a que durante el primer período, la medición se realizó con anemógrafo, del cual el observador leyó la velocidad del viento y por lo tanto, pudo dar lugar a un error subjetivo de apreciación. Además, pueden existir cambios en la sensibilidad del instrumental. Cada instrumento mide la intensidad del viento a partir de un valor umbral y en consecuencia, podría modificar la frecuencia de calmas. Es posible que los instrumentos más antiguos tuvieran más inercia y por ende tendieran a sobreestimar la frecuencia de calmas respecto a sensores más modernos que tienen menos inercia. También, debe destacarse el comportamiento observado entre el período 2004-2008 y 2010-2014 donde se evidencia un claro aumento en la frecuencia de calmas. Estas características fueron reportadas por Otero y otros (2016) para la estación de San Julián. Estos resultados semejantes en dos estaciones de la costa patagónica inducen a pensar la posibilidad de que dicho aumento podría estar relacionado con un posible cambio/ciclo en la circulación

Descripción preliminar de la velocidad...

atmosférica, el cual no puede ser estudiado a partir de la serie del SMN. Sin embargo, la distribución de datos faltantes dadas por las Figuras 1 y 2, revelan que la mayor proporción de datos faltantes ocurren entre 2004 y 2008 y en las horas de la madrugada, por lo que las causas del comportamiento de los eventos de calma en la estación de Trelew también podrían asociarse a la falta de observaciones registradas en el período de mayor ocurrencia de calmas. Esta problemática podría explorarse en trabajos futuros a partir del uso de técnicas de normalización, calculando en forma separada la frecuencia de calmas por horas del día y épocas del año y luego extrapolando dichos valores a una frecuencia total anual.



*Figura 8:* Frecuencia estacional de calmas porcentuales relativas a la cantidad de datos de cada período para cada período correspondiente.

# **3.6** Estudio de la dirección del viento estacional

Por último, con el objetivo de explorar si los cambios descriptos en la velocidad del viento en los distintos períodos ocurren en alguna dirección preferencial, se estudian tanto las frecuencias de velocidad como los valores medios de velocidad por cada dirección de la rosa de viento. A nivel anual, en general los vientos más frecuentes son del oeste. El análisis interperíodos indica que entre el primer período y 2004-2008/2010-2014 se produce un aumento de aproximadamente 5 % en la frecuencia de los vientos del sudoeste aparentemente a costa de una disminución en la frecuencia de los vientos del sudoeste.

## Meteoro logica

La Figura 9 muestra las distribuciones estacionales de la dirección del viento para cada uno de los períodos correspondientes. En todas las estaciones se observa que, independientemente del período, la dirección más frecuente es la del oeste, seguida por la del sudoeste y del norte. Además, se encuentra que aumenta la frecuencia de los vientos del este en las estaciones cálidas, mientras que disminuye su frecuencia hasta menos del 5% en MAM y JJA. Esta característica estacional podría estar relacionada con el desarrollo de la brisa de mar, pero se requiere realizar estudios en escala horaria de las frecuencias por dirección (no contemplados en este trabajo) para poder determinar fehacientemente su ocurrencia.

Continuando con el estudio de las distribuciones de la dirección del viento al analizar el comportamiento entre períodos, se observa que las frecuencias del sudoeste presentan una baja ocurrencia en el primer período pero aumentan en los últimos dos acompañadas por la disminución de las frecuencias de los oestes. Mientras que la frecuencia de vientos del norte y sudeste se mantiene casi constante. Estos cambios entre el primer período y los dos restantes podrían no estar asociados solamente al cambio del instrumental ya que merece la pena recordar que durante el primer y segundo período se utilizó el mismo tipo de instrumental (veleta pendular) y en el tercero se utilizó otro tipo de veleta (Vaisala, Wai 151).

Para obtener una visión más detallada respecto a las características del viento según su dirección se presenta, en la Figura 10, el análisis de la frecuencia de distribución estacional del valor medio de la velocidad del viento para los tres períodos estudiados. Claramente, se observa la disminución en el valor medio entre períodos, siendo más notable la diferencia entre el primer período y los restantes. Los valores medios de las velocidades son relativamente más intensos en la estación cálida debido a la respuesta al calentamiento diurno de la superficie. Por otro lado, se observa que, si bien los vientos del oeste son los más frecuentes, no son estrictamente los



*Figura 9:* Frecuencias porcentuales relativas a la cantidad de datos por cada dirección para las estaciones DEF (a), MAM (b), JJA (c) y SON (d).

más intensos. En el primer período, los valores medios relativamente más intensos son los del sudeste (8,60 ms<sup>-1</sup>), mientras que, durante el segundo y tercer período, los más intensos son los del sudoeste (6,54 ms<sup>-1</sup>) y del norte (6,59 ms<sup>-1</sup>), respectivamente. Durante la estación invernal los valores medios más intensos son los del norte en los tres períodos analizados (6,81; 5,79 y 5,84 ms<sup>-1</sup>, respectivamente). Para MAM, se observa un comportamiento similar, los más intensos también son del norte (7,08; 6,39 y 5,84 ms<sup>-1</sup>, respectivamente) y luego del sudoeste (7,02; 5,66 y 5,33 ms<sup>-1</sup>, respectivamente). Finalmente, en

SON, durante los dos primeros períodos, los valores medios relativamente más intensos son del sudoeste (8,10 y 6,62 ms<sup>-1</sup>, respectivamente), mientras que durante el tercer período pasan a ser del norte (6,39 ms<sup>-1</sup>).

Vale la pena mencionar que en el último período la dirección norte es la que presenta el valor medio de la velocidad del viento relativamente intenso durante todo el año mientras que, en los dos períodos anteriores esta dirección sólo lo es para los meses de JJA-SON.

### Meteoro logica



*Figura 10:* Valor medio de la velocidad del viento por cada dirección para las estaciones DEF (a), MAM (b), JJA (c) y SON (d).

### 4. CONCLUSIONES

En el trabajo se presenta el estudio del control de calidad de la información y la descripción del comportamiento del viento medio (dirección e intensidad) y de la variabilidad del viento en Trelew en diferentes escalas, como así de sus extremos. De los resultados se desprenden las siguientes conclusiones principales:

• La serie de datos horarios de viento de Trelew Aero entre 1997 y 2014 presenta menos del 2% de datos faltantes. A partir del análisis de la anemometría se desprende que en el

término de 17 años se realizaron dos cambios de instrumental para medir la velocidad del viento y durante algunos meses de 2009 se utilizó la escala Beaufort. Por lo tanto, la serie de datos debe estudiarse en tres períodos separados (1997-2003, 2004-2008 y 2010-2014) restringiendo así la longitud de la serie lo cual imposibilita hacer estudios climatológicos, por ejemplo, de tendencia y variabilidad.

• Se encuentra una disminución del valor medio de la velocidad del viento (13,2% y 10,4% entre períodos respectivamente) y en

la variabilidad, tanto anual, estacional como diaria. En una primera aproximación, hay una marcada disminución de los eventos extremos. Por ejemplo, entre el primer y tercer período disminuyen los eventos donde la velocidad del viento supera los  $10 \text{ ms}^{-1}$ .

• El análisis interanual de los percentiles característicos para la velocidad del viento horario evidencia una disminución en la dispersión de los datos respecto del primer período. El valor asociado al percentil 90 disminuye a partir del segundo período y en particular, durante el tercer período el valor medio de los extremos es menor a 10 ms<sup>-1</sup>. Se observa que la disminución del valor del percentil 25 entre períodos es mucho menor por lo que los cambios en la dispersión de los datos observados estarían más relacionados con las velocidades intensas que con las bajas.

• La velocidad del viento presenta un ciclo diurno bien marcado, con un mínimo de velocidad de viento en horas de la noche y máximos en horas de la tarde, siendo una respuesta al calentamiento diferencial de la superficie. Se observa también, que si bien existe una disminución en los valores medios de velocidad, esta es más marcada durante las estaciones de primavera y verano.

• La frecuencia de las calmas disminuve principalmente entre el primer período y los restantes. Sin embargo, es notorio que aumenta la frecuencia de estos eventos en el tercer período. Estas características podrían estar relacionadas con un ciclo o cambio en la circulación atmosférica, ya que las mismas fueron reportadas por Otero y otros (2016) para la estación de San Julián. Sin embargo, la distribución de datos faltantes revela que la mayor proporción de estos ocurren en el segundo período y en las horas de la madrugada, por lo que las causas del comportamiento de los eventos de calma en Trelew también podrían deberse a la falta de observaciones registradas en las horas de mayor ocurrencia de calmas.

• Los vientos del oeste son los más frecuentes a nivel anual para los tres períodos estudiados. Sin embargo, se puede destacar que la ocurrencia de los oestes disminuyó entre períodos y aumentaron las frecuencias de otras direcciones. En especial, durante la estación cálida hay una notable disminución de las frecuencias del oeste y un aumento en las direcciones este y sudoeste. La ocurrencia del viento del este disminuye en las restantes estaciones donde aumenta la frecuencia del viento del oeste, mientras que la ocurrencia de nortes y sudoestes se mantiene casi constante. • Si bien los vientos del oeste son los más frecuentes, no presentan las velocidades medias más intensas en términos anuales. Se destacan cambios entre períodos en las velocidades medias por dirección. En verano los vientos medios más fuertes pasaron de ser del sudeste al norte y en primavera rotaron del sudoeste hacia el norte. No se observan cambios en la dirección de los vientos medios más intensos en MAM y JJA siendo siempre del norte. Es importante destacar que durante el último período los vientos medios más intensos provienen del norte en las cuatro estaciones.

Los resultados obtenidos señalan claramente la problemática de estudiar el viento a 10 m registrado en las estaciones meteorológicas de superficie tradicionales. Analizar variabilidades y extremos es susceptible a la longitud del registro, al tipo y calidad del instrumental, en conjunto con los cambios de ubicación y altura del mismo y a los obstáculos cercanos que podrían encubrir los efectos de un cambio o ciclos en los patrones de circulación atmosférica.

Para comprender mejor estos cambios y poder acercarse a una respuesta afirmativa o negativa sobre su relación con el cambio climático o una variabilidad de baja frecuencia sería necesario hacer estudios regionales de los patrones de circulación atmosférica, del gradiente de presión, del viento geostrófico a partir de observaciones, estudio que excede el objetivo del presente trabajo.

Agradecimientos: Los autores agradecen al Servicio Meteorológico Nacional por facilitar la información utilizada. El presente trabajo fue financiado por el proyecto

### UBACyT:20620130200013BA.

### REFERENCIAS

- Barros V., 1983: Evaluación del potencial eólico en la Patagonia. Meteorológica 14,1-2, 473-484.
- Barros V., 1986: Atlas de potencial eólico del sur argentino. CREE. Chubut, Argentina. 1-293.
- Bichet, A., Wild, M., Folini, D., Schär, C., 2012: Causes for decadal variations of wind speed over land: Sensitivity studies with a global climate model. Geophysical Research Letters 39, L11701.
- Brown, M. B., Forsythe, A. B., 1974: Robust tests for equality of variances. Journal of the American Statistical Association 69: 364-367. doi:10.1080/01621459.1974.10482955. JSTOR 2285659.
- CIRSOC (Centro de Investigaciones de los Reglamentos Nacionales para Obras Civiles), 2001: CIRSOC 102: Reglamento Argentino de acción del viento sobre las construcciones.
- Cúneo, L., M., 2016: Estudio de las características del viento en la zona de Trelew en relación con la producción de energía eólica. Directora: Dra. Bibiana Cerne y Dra. María Paula Llano. Tesis de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Buenos Aires.
- Earl, N., Dorling, S., Hewston, R., y Von Glasow, R., 2013: 1980–2010: Variability in UK surface wind climate. Journal of Climate, 26,4: 1172-1191.
- Guozden, T., M., Bianchi, E., Solarte, A. y Mulleady, C., 2017: Wind resource assement in the Río Negro province (Patagonia Argentina) using MERRA Reanalysis. Meteorologica 43,2, 47-61.
- Hennessey, J., 1977: Some aspects of wind power statistics, Journal of Applied Meteorology, 16, 119-128.
- Labraga J., 1994: Extreme winds in the Pampa del Castillo Plateau, Patagonia, Argentina, with reference to wind farm settlement. Journal of Applied Meteorology. Vol. 33, N<sup>o</sup>

1, 85-95.

Lassig, J. L., Palese, C., Apcarian A., 2011:Vientos extremos en la provincia de Neuquén. Meteorológica, 36,2, 83-93.

N LEI IZOMO

- Levene, H., 1960: Contributions to Probability and Statistics: Essays in Honor of Harold Hotelling. Stanford UniversityPress, Stanford, CA, pp. 278-292.
- Marino, M., B., 2007: Variabilidad de la precipitación en Argentina en diferentes escalas temporales, relacionada con actividad convectiva observada. Director: Dr. Héctor Horacio Ciappesoni. Tesis Doctoral para aspirar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Buenos Aires, 2007.
- Natalini, B., Lassig, J., Natalini, M., Palese, C.,2012: Wind-induced damage in two regions of Argentina. J Civil Eng Archit 6(2):167
- Natalini, B. y Natalini, M.B., 2013: Revisión de velocidades de viento extremas en tres localidades del sur de Argentina. Rev. Int. De Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil. Vol 13 (2). 232.
- Otero, F., Cerne, B. y Campetella, C., 2016: Estudio preliminar del viento en San Julián en referencia a la generación de energía eólica. Meteorologica, 42,2, 59-79.
- Palese, C., 1999: Vientos intensos en la región norpatagónica. Avances en Energías Renovables y Medio ambiente, 3 $\rm N^o$ 2, 177-180.
- Palese, C., Lassig, J. L., Cogliati, M. G. y Bastanski, M. A., 2000: Wind Regime and Wind Power in North Patagonia, Argentina. Wind Engineering, vol. 24 no. 5, 361-377. doi: 10.1260/0309524001495738
- Palese, C. y Lassig J., 2012:Variabilidad del viento en Neuquén. Congremet XI, Mendoza 15 Págs.
- Pryor, S. C., Barthelmie, R.J., Riley, E.S., 2007: Historical evolution of wind climates in the U.S.A. Journal of Physics: Conference Series 75, 1-8.
- Siegel, S., 1956: Nonparametric Statistics for Behavioral Sciences International Student

Edition. Japón: Kogakusha Co.

- Waimann, C., 2011: Generación de campos de viento en capas bajas a partir del modelo WRF/CIMA para su aplicación a la explotación de energía eólica. Directora: Dra. Celeste Saulo. Tesis de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Buenos Aires.
- Waimann, C., 2016: Desarrollo de un sistema de pronóstico estocástico-dinámico de producción de energía eólica basado en el modelo WRF/CIMA. Directora: Dra. Celeste Saulo. Tesis de Doctorado. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Buenos Aires

- Wan, H., Wang X. L., and Swail, V. R., 2010: Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds. J. Climate, 23, 1209–1225.
- Watson, S., J., 2014: Quantifying the variability of wind energy. Wiley Interdisciplinary Reviews: Energy and Environment, 3 (4), pp. 330-342.
- Wilcoxon, F., 1945: Individual comparisons by Ranking Methods. Biometrics Bulletin, Vol 1, No. 6. Pp. 80-83.

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.