

ISSN EN LÍNEA 1852-7744

VOLUMEN 35 (1) 2010



GEOACTA

Publicación de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

GEOACTA

Publicación de la Asociación Argentina
de Geofísicos y Geodestas



Buenos Aires, Argentina
www.aagg.org.ar

**INTERANNUAL VARIATIONS IN THE ZONAL ASYMMETRY OF THE SUBPOLAR
LATITUDES TOTAL OZONE COLUMN DURING THE AUSTRAL SPRING**

Eduardo A. Agosta^{1,2} and Pablo O. Canziani^{1,2}

¹ Equipo Interdisciplinario Para el Estudio de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global – PEPACG. Pontificia Universidad Católica Argentina Santa María de los Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina eduardo_agosta@uca.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas – CONICET, Argentina canziani@uca.edu.ar

ABSTRACT

The Southern Hemisphere midlatitude Total Ozone Column (TOC) shows a “horseshoe” like structure with a minimum which appears to have two preferential extreme positions during October: one, near southern South America, the other, near the Greenwich Meridian approximately. The interannual zonal ozone asymmetry exists independently of the variations induced by the 11-year solar cycle, the Quasi-Biennial Oscillation (QBO) and planetary wave activity inducing the Brewer-Dobson circulation. The classification and climatological composition of these two extreme ozone-minimum positions allows for the observations of statistically significant patterns in geopotential height and zonal winds associated with the quasi-stationary wave 1, extending throughout lower stratosphere. The changes in the quasi-stationary wave 1 associated with the extreme TOC positions appear to have sinks and sources determining transient interactions between troposphere and the stratosphere. Thus, distinct climate states in the troposphere seem to be dynamically linked with the state of the stratosphere and ozone layer. The migration of the TOC trough from southern South America to the east during the 1990s can be related to changes in the troposphere/stratosphere coupling through changes in the Southern Annular Mode variability in spring.

Keywords: Total Ozone Column, stratosphere/troposphere coupling, climate variability

RESUMEN

La Columna Total de Ozono (CTO) de las latitudes medias del Hemisferio Sur muestra una estructura de “herradura” con un mínimo que muestra tener dos posiciones preferenciales extremas durante octubre: uno, en las cercanías del sur de Sudamérica, y el otro, cerca del meridiano de Greenwich. La asimetría zonal de ozono existe independientemente de las variaciones inducidas por el ciclo solar de 11 años, la Oscilación Cuasi-Bianual (QBO) y la actividad de onda planetaria asociada a la circulación de Brewer-Dobson. La clasificación y composición climatológica de estas dos situaciones longitudinalmente extremas de mínimo de ozono permite observar patrones estadísticamente significativos en geopotencial y vientos zonales asociados a una onda cuasi-estacionaria 1 que abarca la estratósfera inferior. Los cambios en la onda cuasi-estacionaria 1 asociados a las posiciones extremas de mínimo de ozono muestran tener fuentes y sumideros que determinan interacciones transientes entre la troposfera y la estratosfera. Así, estados climáticos distinguibles de la troposfera parecen estar dinámicamente vinculados con el estado de la estratosfera y la capa de ozono. La migración de la vaguada de CTO desde el sur de Sudamérica hacia el este durante la década de 1990 puede estar vinculada a cambios en la variabilidad del Modo Anular del Sur durante la primavera austral.

Palabras claves: Columna Total de Ozono, acoplamiento estratosfera-troposfera, variabilidad climática.

INTRODUCTION

The mid-to-subpolar latitudes spatial ozone distribution in the Southern Hemisphere (SH) presents a zonal asymmetry like a “horseshoe” from June to December, with maximum values in the Indian Ocean, south of Australia (90°E-180°E), and minimum values in the South Atlantic and southern South America (60°W-0°E). At higher latitudes over the Antarctica, the stratospheric polar vortex provides the dynamical framework for the building-up of the ozone “hole” (relatively low ozone values), due to the late winter/early spring low temperatures of isolated air masses, favoring the activation of the chlorine-UV-photolysis-ozone catalysis process. The maximum amplitude of the ozone zonal asymmetry occurs during austral spring, especially in October (Labitzke and van Loon 1999, Grytsai *et al.* 2007). An interesting feature of this horseshoe-like ozone field is that it is not similarly located year year out; instead, it rotates, varying longitudinally, in particular the ozone minima area, which conforms a midlatitude ozone trough associated to the major axis of polar ozone “hole” ellipsoid. Hence, it resembles an ozone quasi-stationary wave 1 (QSW1). The nature of the interannual ozone content variability at a certain location is largely attributed to dynamics, especially through the interaction of tropospheric planetary waves with the stratospheric mean state (Fusco and Salby 1999; Hood and Soukharev 2003; Randel *et al.* 2002). However few studies are focused on the austral spring ozone QSW1 interannual phase variability.

According to Mistaoui *et al.* (2003) the austral spring stratospheric mean state is dominated by a geopotential QSW1 whose maximum amplitude is also observed in October. This QSW1 is responsible of the ozone distribution within the mid-to-low stratosphere due to associated vertical displacements that induce density variations in that region. They stated that the background flow induced by QSW1 shows weak winds in regions over South America and propagating waves preferentially break there. Hence non-reversible mixing of ozone-poor polar vortex air into southern midlatitudes is produced just where the potential vorticity gradient is weaker. This is the main dynamical reason for which the negative midlatitude ozone trough is located there. They also noted that QSW1 does not experience phase variation year after year, but without statistical evidence to support their conclusion. More recently, Jiang *et al.* (2008) performing a Principal Component Analysis on monthly mean total ozone column (TOC) and the 30-100hPa geopotential thickness from Jan 1979 to Dec 2005, showed that their third and fourth modes exhibit wavenumber-1 structures that are not related with stationary waves in phase, contrary to Northern Hemisphere results.

At longer scales, Huth and Canziani (2001) noted, in their PCA study of Southern Hemisphere (SH) and Northern Hemisphere 600K Potential Vorticity fields, that the evolution of the Antarctic polar vortex showed important changes during the austral spring, between 1980 and 1997. They observed that the main change in seasonal evolution observed around 1990 for the SH was not present in the northern hemisphere. They also noted an eastward migration of the ozone trough over the South Atlantic Ocean. A latitude-longitude ozone trend analysis by Malanca *et al.* (2003) found that when the SH ozone trends were estimated separately for the 1980s and 1990s the peak ozone depletion trends at mid to high southern latitudes during September and October migrated eastward over the Atlantic, from southern South America towards the Greenwich Meridian. Malanca *et al.* (2005) noted significant temporal and spatial variations in the longitudinal behaviour of trends when using a polynomial (cubic) adjustment of the total ozone monthly data from TOMS measurements for mid to high southern latitudes.

They also noted that at southern midlatitudes the interannual ozone rate of change presented, at mid to high southern latitudes, a low frequency, longitude dependant, modulation where the zero amplitude node of the longitudinal pattern slowly migrated eastward south of 45°S over the 20 year period. More recently Grytsai *et al.* (2007) described the temporal evolution of total ozone at high southern latitudes and noted a long-term eastward displacement of about 45° of the quasi-stationary minimum observed over the sector 60°W-0°E, whereas the maximum takes enough stable position in the quadrant 90°E-180°E. They ascribed the zonal anomaly of low ozone in the sector 60°W-0°E to the steady displacement and elongation of the ozone “hole” under the influence of planetary waves, though they do not discuss its year-to-year longitudinal variation. In addition, inspection of total ozone stationary planetary wave amplitude evolution included in Grytsai *et al.* (2005) appear to suggest a stabilization of the seasonal amplitude of quasi-stationary wave 1 since 1990, which means that the ozone zonal asymmetry is not growing as it was during 1980s.

Furthermore, Canziani *et al.* (2008) have recently studied the decadal variations in ozone at southern midlatitudes in winter (June) and spring (October). Their results suggest that the spatial total ozone distribution over the SH midlatitudes can be modified locally, during early winter at least, by changes induced by baroclinic transients wave drag on the mean flow in the lower stratosphere. This agrees with previous case studies by Canziani and Legnani (2003) that showed that baroclinic synoptic scale disturbances of tropospheric origin can penetrate into the lower stratosphere, even above 100hPa before becoming evanescent. Canziani *et al.* (2008) showed that the transients are still present during October even if the spatial variations in total ozone induced by the QSW1 are far stronger and hence are the dominant feature. Such results suggest that the SH tropospheric transient activity could play an important role in the lower stratosphere dynamics and ozone spatial distribution. They also noted, in agreement with Moustouli *et al.* (2003) that this stratospheric wave also controlled the state of the mid-to high latitude extratropical tropopause layer (ExTL, cf. Pan *et al.* 2004, and Bischoff *et al.* 2007)

In consequence our aim is to examine the interannual phase variability of the negative area of the ozone zonal asymmetry during October at southern mid-to-high latitudes in relation with stratospheric QSW1 and the upper troposphere/lower stratosphere maximum zonal winds (jets) that are directly related with SH stormtracks. Potential links with the midlatitude ozone trough eastward migration during the last decades are discussed thus providing some additional insights on the results introduced above.

METHODOLOGY

Southern Hemisphere total ozone column (TOC) $1^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ monthly mean fields were obtained from the retrievals made by the TOMS satellite borne family of instruments for the period 1979-2005. This sequence of monthly mean fields has a gap between April 1993 and July 1995, due to malfunction in the TOMS METEOR instrument. Meteorological information, geopotential height (HGT), temperature, U and V wind components were obtained from the NCEP reanalysis monthly mean $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ products for the same period.

In order to measure the October subpolar maximum TOC variability induced by dynamic processes, the solar cycle, QBO, equivalent chlorine loading (EESC) and Brewer-Dobson circulation (proxied by the vertical zonal mean EP-flux through 100hPa) contributions were estimated using a multi-regression approach considering seasonality (Ziemke *et al.*, 1997) and filtered out. In the residual field the area with maximum variance in October was determined and the local mean residual TOC was used to build a time series index for the maximum TOC variability (Max Var index), as shown in Figure. 1. Extreme values for the Max Var index series are determined using the upper and lower quartiles, and composite mean fields are obtained for the time anomalies and the zonal asymmetries at UT/LS levels.

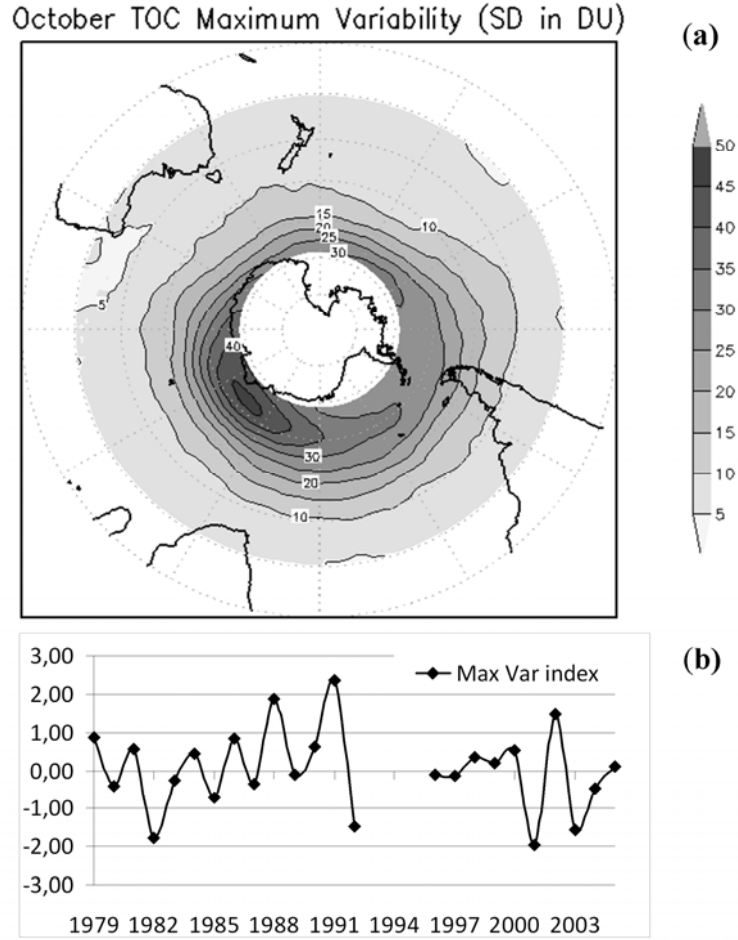


Figure 1. a) Residual Total Ozone Column (TOC, interval 5 DU) standard deviation map for October and b) associated adimensional time series Max Var for the area with maximum standard deviation is observed (at 61°S and 45°E).

Anomalies were tested with unequal variance two-tail t-test for sampled means (Moser *et al.*, 1989, 1992). For small amplitude waves on a zonal mean flow, the conservative relationship for stationary wave activity (Plumb, 1985) may be written as stationary wave activity for which the three-dimensional flux F_s for stationary wave is given by:

$$F_s = p \cos\varphi \left\{ \bar{v}^{*2} - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(\bar{v}^* \bar{\phi}^*)}{\partial \lambda}, -\bar{u}^* \bar{v}^* \right. \\ \left. - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(\bar{u}^* \bar{\phi}^*)}{\partial \lambda}, \frac{2\Omega \sin\varphi}{S} \right. \\ \left. \times \left[\bar{v}^* \bar{T}^* - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(\bar{T}^* \bar{\phi}^*)}{\partial \lambda} \right] \right\}$$

Here the overbar represents a time average and the quantities with asterisks denote departures from the zonal average; p is the pressure, U is the zonal mean flow, u^* and v^* are the eddy zonal and meridional geostrophic wind components, a is the earth's radius, ϕ is the geopotential, T is the temperature, Ω is the angular rotation rate of the earth, and S is a time- and area-averaged static stability. This is applied to the monthly mean zonal asymmetries of the basic flow. F_s divergence

(convergence) can be related with stationary wave activity sources (sinks), and the F_s vectors directions indicate the stationary wave energy propagation. This study is focused in the interest of its potentiality to roughly localize stationary waves sinks and sources.

RESULTS

Figure 2 shows the composites for October residual TOC fields identified with maximum (Fig. 2a) and minimum (Fig. 2b) index values, using the quartile index criterion. It can be seen that the index criterion captures the spatial longitudinal variation in the subpolar region that we want to analyze. During minimum index values the composited residual TOC has a dipolar structure south of 40°S with maximum values close to 30DU in the South Pacific and minimum close to -60DU at high latitudes south of Madagascar. On the other hand for maximum index composites, a weaker minimum now occurs in the South Pacific (close to -10DU) and a maximum, above 40 DU south of Madagascar. In other words there is almost a 180° phase shift in the residual anomalies between the upper and lower quartiles. These residuals, when added to the mean TOC field (Fig. 3a) describe reasonably well the zonal interannual movement observed in monthly October “horseshoe”-like TOC fields during the years sampled. Moustouli *et al.* (2003) noted that the climatic TOC minimum over the western South Atlantic and South America is further enhanced by leakage due to a preferential region for wave breaking and a reduced polar vortex gradient, which results in the non-reversible mixing of ozone-poor polar vortex air into southern midlatitudes. Bear in mind that large TOC values occur outside the polar region TOC minimum due to the meridional mass circulation established by the Brewer-Dobson circulation, resulting in the accumulation of ozone outside the polar vortex throughout the austral winter and early spring, while TOC minimum within the polar vortex occurs because it is heterogeneously destroyed within (Labitzke and van Loon 1999).

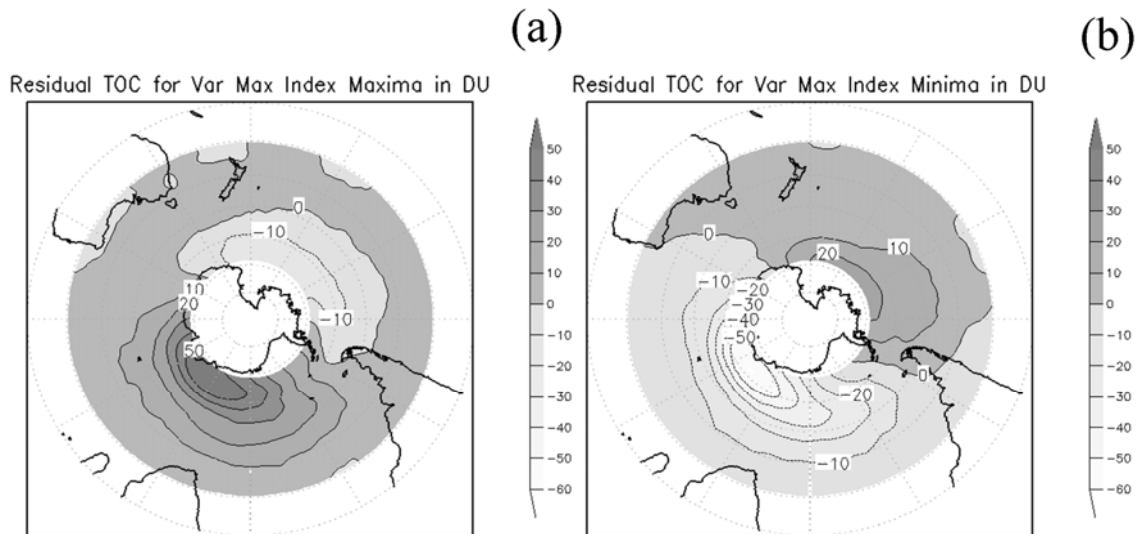


Figure 2. Composite residual TOC maps for maximum (a) and minimum (b) Max Var index defined using the upper ($q_3=0.58$) and lower ($q_1=-0.42$) quartiles Max Var index distribution. Interval is every 10 DU.

The Max Var index series in Figure 1b shows the predominance of extreme negative index values after the 1990s (66% of cases), while the extreme positive are equally distributed. The predominance of negative extreme Var Max index values is clearly attributed to the eastward migration of the mean mid-to-high latitudes ozone position trough between 80s and 90s as described by previous studies (Huth and Canziani 2001, Malanca *et al.* 2003, Malanca *et al.* 2005, Grytsai *et al.* 2007). Hence, the minima composite field features can be ascribed to low-frequency processes that drive the eastward migration.

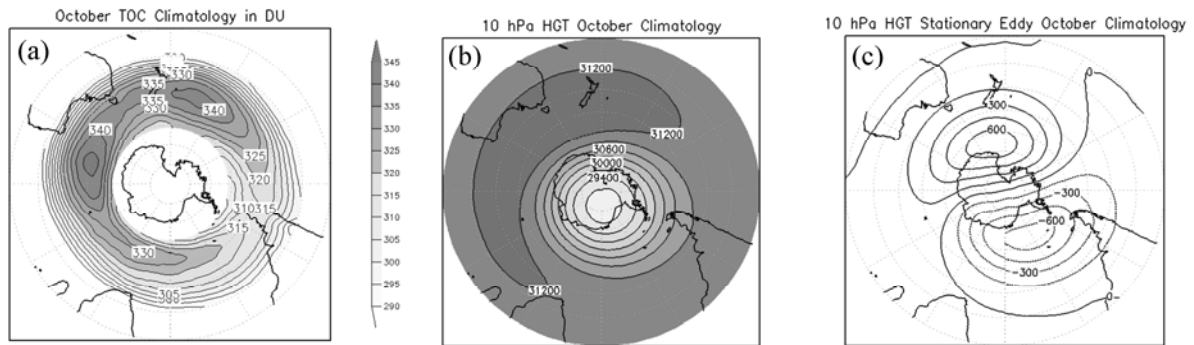


Figure 3. Southern hemisphere October climatological fields for a) horseshoe-like TOC spatial mean field (interval 5 DU), b) geopotential height (HGT, interval 300 gpm), and c) stationary geopotential height eddy (interval 150 gpm). Note the strong similarity between TOC and geopotential height fields.

Figure 3b show the 10hPa HGT mean field for October. The lower stratosphere basic state is characterized by QSW1 at mid to high southern latitudes defining a stratospheric polar strong vortex extending throughout the lower and middle stratosphere, from below 100hPa. It should be noted that the mean HGT field at 10hPa closely resembles the spatial structure of the mean TOC field (Fig. 3a). Moustouli *et al.* (2003) argue the stratospheric QSW1 perturbs the isentropic surfaces, redistributing ozone in such a way that the ozone fields closely mimic the observed pattern in the stratospheric HGT field. Figure 3c shows the climatic zonal asymmetry or stationary eddy in the HGT at 10hPa, which is the spatial departure from zonal symmetry. This stationary eddy is typical from 150hPa up to mid stratosphere.

Figure 4 presents the HGT composite field composites at 10hPa for maximum (a) and minimum (b) Var Max index years, and their zonal asymmetries anomalies (c and d, respectively). Dark (light) grey shaded areas correspond to statistically significant (95%) positive (negative) asymmetry anomalies against the unequal variance t-test. Clearly there are spatial differences in HGT quasi-wave 1 structure between these two composites. During maxima the composite mean pattern is westward rotated (approx. 15-20°). The positive zonal anomaly is stronger and more elongated towards South Africa, while the negative anomaly is much weaker and found over southern South America (Fig. 4c), producing a sharper and stronger polar vortex edge over the Indian Ocean whose meridionally weak gradient, both in the polar vortex edge and midlatitude trough, faces toward southern South America (Fig. 4a).

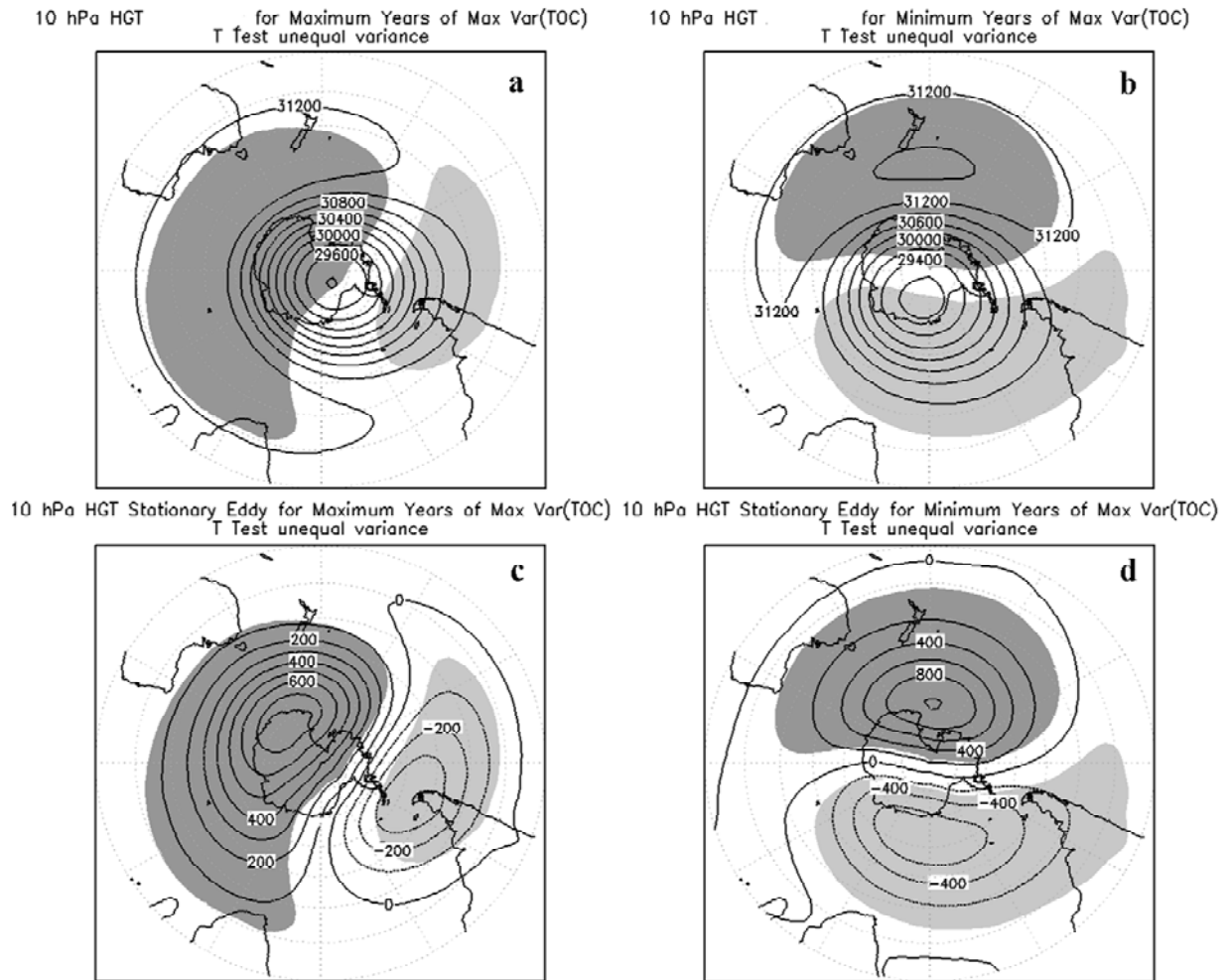


Figure 4. The 10hPa Geopotential height (HGT in gpm) composites (a and b) and stationary eddies (zonal asymmetry anomalies; c and d), for Max Var index maximum (left panels, a and c) and Max Var index minimum (right panels, b and d) index years. Dark (light) grey shaded areas correspond to statistically significant (95%) positive (negative) asymmetry anomalies.

During minima (Fig. 4b) there is an enhancement of the mean wave pattern, i.e., a slight strengthening of the largest HGT values in the Pacific sector and a slight weakening in the negative lobe (Fig. 4d) which mainly results in a weakening of the polar vortex gradient region (the vortex edge) as well as the midlatitude trough region over the South Atlantic and a strengthening in the South Pacific sector (Fig. 4b). In a PCA approach Hio and Hirota (2002) also found that the 10 hPa geopotential QSW1 shows two first leading modes during Sep and Oct, the first mode related with the amplitude variation and the second with the phase change with respect to the climatological mean.

A comparison of Figure 2 with Figure 4 shows that the TOC residual has its largest differences between maxima and minima in regions are coincident with gradient regions of the shifting HGT minimum in the western hemisphere. For maxima the largest positive TOC residuals coincide with the trailing edge of the positive HGT asymmetry and the negative values are collocated towards the trailing edge of the negative HGT asymmetry (Figs 2a and 4c). On the other hand during minimum index values, the negative TOC residual to the south east of South Africa is found between the trailing edge of the positive HGT asymmetry and the leading edge of the negative asymmetry and the positive TOC residuals near the trailing edge of the negative asymmetry (Figs. 2b and 4d). The overall picture for the horseshoe-like ozone pattern is that the region of TOC minima accompanies the significant polar vortex/midlatitude trough longitudinal movement (Fig. 4 a,b). This means that the prevalent meridionally weaker polar vortex edge sector, and the associated midlatitude region, are indeed acting as the dynamical containment vessel for TOC residuals and that changes in its spatial structure modify

the TOC field in agreement with Moustouai *et al* (2003). Hence the changes in TOC fields presented above must be consequence of interannual changes in the stratospheric QSW1 that modifies the polar vortex trough location.

Figure 5 shows the HGT composite field composites at 10hPa for maximum and minimum index years (left and right panels, a and b, respectively), and their temporal anomalies (lower panels, c and d). Dark (light) grey shaded areas correspond to statistically significant (95%) positive (negative) temporal anomalies against the unequal variance t-test. Between maxima and minima the anomalies show flip-flop behaviour, coincident with the observed TOC residuals (Figure. 2a-b). This further suggests that TOC residual changes are of dynamic nature. For maxima, the stronger positive temporal anomalies around Antarctica in the eastern hemisphere are predominant suggesting intense tropospheric transient planetary waves' activity in the area (Fig. 5c). The meridional HGT gradient is stronger there evidencing a strengthening of the stratospheric vortex in the polar side (Fig. 5a; see also Fig. 7b-1). For minima, the significant stronger positive anomalies in the southeastern Pacific near Antarctica reveal another active region for planetary transience (Fig. 5d). In consequence, the TOC residual zonal changes correspond to meridionally-weak polar vortex sector/trough zonal displacement that is responding to distinct active transient waves regions.

Figure 6 presents the October climatological divergence of F_s (panels 1) at 10, 50 and 100hPa (panels a, b and c) and F_s divergence for maxima (panels 2) and minima (panels 3) at the same levels, respectively. For the cases of maxima and minima only those values over a half of the maximum amplitude of the climatological field have been drawn in order to emphasize the physical significance. Recall that F_s divergence (convergence) can approximately be associated with sources (sinks) of stationary waves. The stratospheric stationary wave amplitude grows with height, for this reason the source (sinks) signatures are more precisely defined at 10hPa. This does not necessarily mean that the observed source (sink) region is confined to the level analyzed (Plumb 1985). Stationary waves are usually generated by orography and the land/sea thermal contrasts in the Northern Hemisphere (Karoly and Plumb 1989).

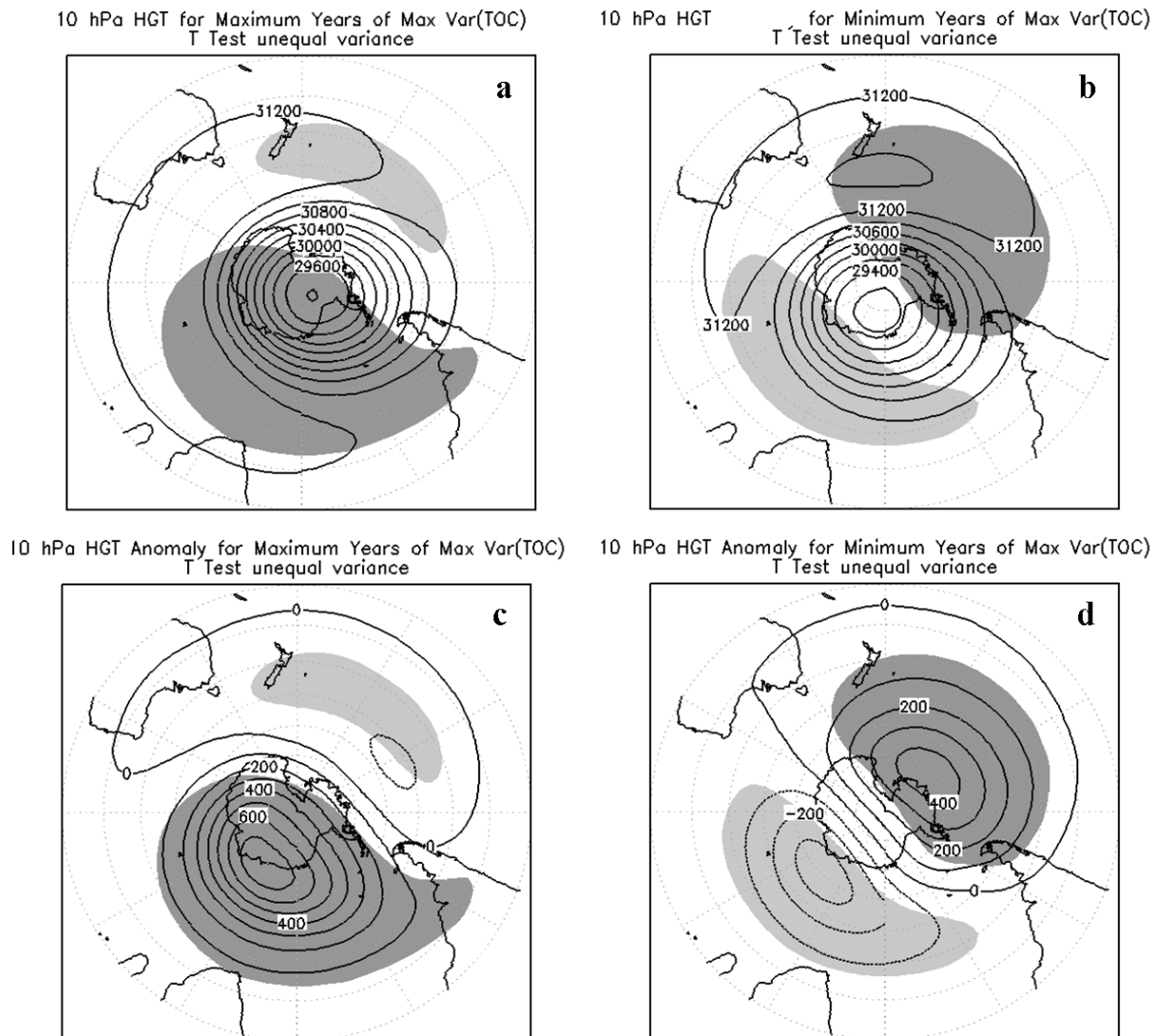


Figure 5. The same as upper panels in Fig. 4 but for the 10hPa HGT temporal anomalies (lower panels).

At southern high latitudes, the stationary wave sources can be related to planetary waves generated by the Antarctica orography and thermal (ice/ocean) contrasts (Rao *et al.* 2004) as well as tropospheric transient planetary waves associated to asymmetries in the upper tropospheric jets (Inatsu and Hoskins 2004). The climatological fields (Figs. 6a-1,b1 and c-1) reveal that areas over the South Pacific, South Atlantic and Indian Oceans at the mid to high latitudes as well as areas over Antarctica appear to be source regions for stratospheric quasi-stationary waves. Two preferential sites, one over the Antarctica Peninsula and the other on the opposite side of Antarctica, appear to be sink regions. The F_s divergence field at high latitudes is nearly flat below 200 hPa; instead, the stationary wave sources appear to be relevant over the mid to tropical latitudes southern continents as well as specific tropical oceanic areas (figures not shown). There, the continents' topography and the tropical latent heat release in the upper troposphere are the common source of quasi-stationary Rossby's waves (Plumb 1985). For maxima, the stratospheric F_s divergence fields show limited physical enhancements respect to the climatological fields (Figs. 6 a-2,b-2 and c-2). At 100hPa the sink region south of Tasmania near Antarctica and the source region in the South Pacific appear to be slightly enhanced (Fig. 6c-2). At 10hPa, the midlatitudes South Atlantic source region is moderately reinforced and South Pacific source region is rather wider (Fig 6a-2). For minima, the source and sink regions appear to be in quadrature highly reinforcing the observed climatological divergence fields, mainly at 10 and 50hPa (Fig. 6a-3, b-3). At 10hPa, where the stationary wave amplitude is maximum, the source regions show a slight eastward shift compared to the climatology (Fig. 6a-3 and 6a-1). In the lower

stratosphere (100hPa) the reinforcement is discernible for the source/sink regions over high latitudes in the Indian/Pacific Ocean (Fig. 6c-3), possibly suggesting a source region due to latent heat release associated to tropospheric baroclinic waves.

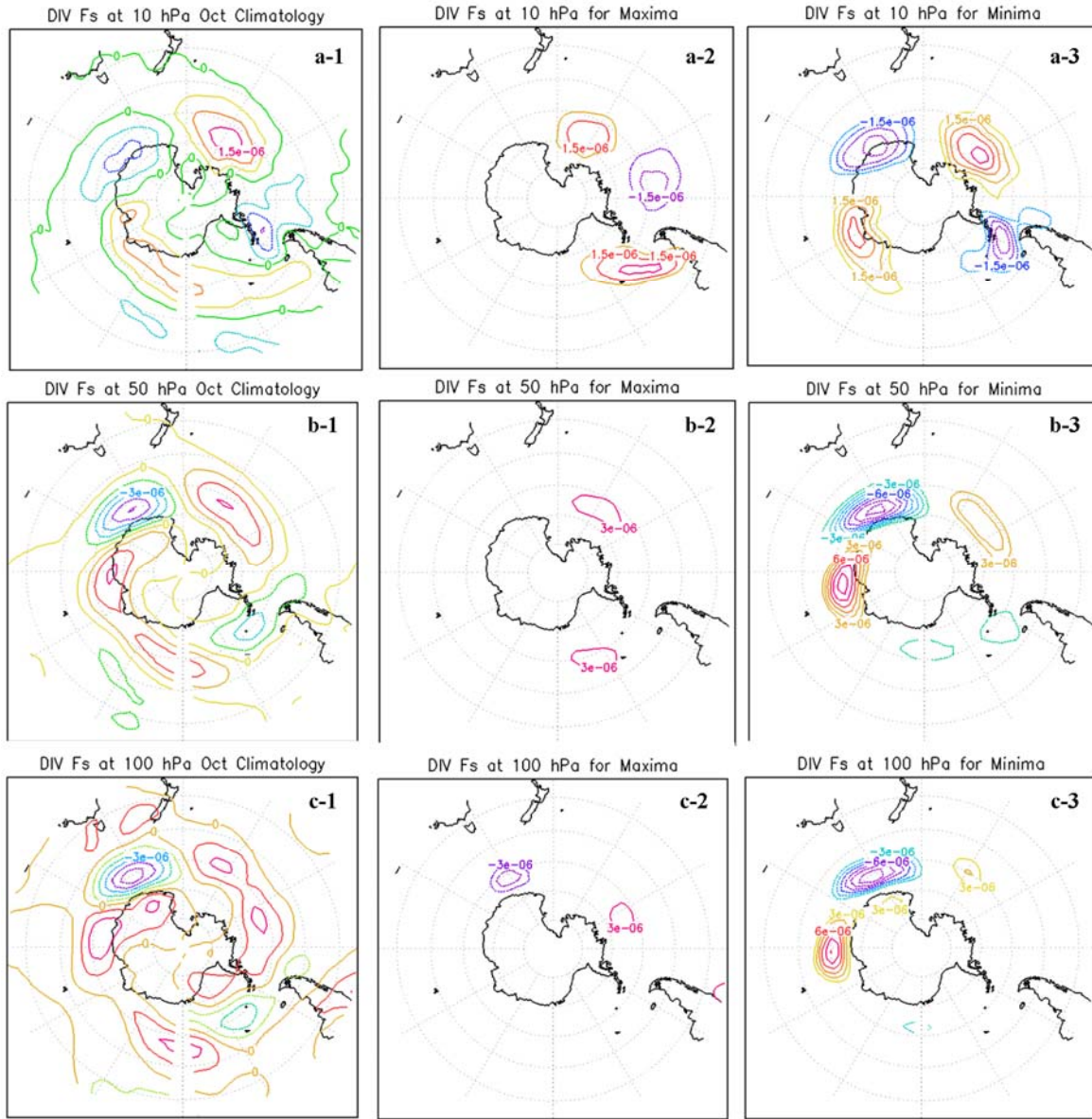


Figure 6. October Divergence fields of the stationary wave flux activity F_s for the climatology (panels 1), for Max Var index maxima (panels 2) and Max Var index minima (panels 3) composites at 10hPa (panel a), 50hPa (panel b) and 100hPa (panel c). Intervals are every 10^{-6}m/s^2 at 10 and 50hPa and every $5 \cdot 10^{-7} \text{m/s}^2$ at 100hPa. For the composites, drawn contours are over $7.5 \cdot 10^{-7} \text{m/s}^2$ at 10hPa, $2.5 \cdot 10^{-6} \text{m/s}^2$ at 50hPa and $2.0 \cdot 10^{-6} \text{m/s}^2$ at 100hPa (the half of the maximum amplitude of the corresponding climatological divergence field).

Comparison of Figure 6 with 5 shows that source (sink) regions are co-located with the extreme (transition) HGT asymmetry values in the quasi-wave 1 pattern, during minima (Fig. 6a-3 and 5d). Despite the major spatial pattern differences somewhat the same behaviour can be found for maxima (Figs. 6a-2 and 4c). As expected, this suggests that stationary wave sources act to enhance the quasi-stationary eddy while sinks, to dump their growth. Therefore, the evident change in the reinforcement of the source/sinks active regions are inducing the changes of the stationary wave number 1 observed during TOC residual maxima and minima.

Figure 7 shows the climatological zonal wind fields as well as composites for maxima and minima in the upper troposphere (300hPa) and lower stratosphere (100 and 50hPa) over the SH. Dark (light) shading implies statistically significant (at the 95% level) enhanced (weakened) zonal winds. The stratospheric polar vortex and the tropospheric polar and subtropical jets composites show significant differences between maxima and minima.

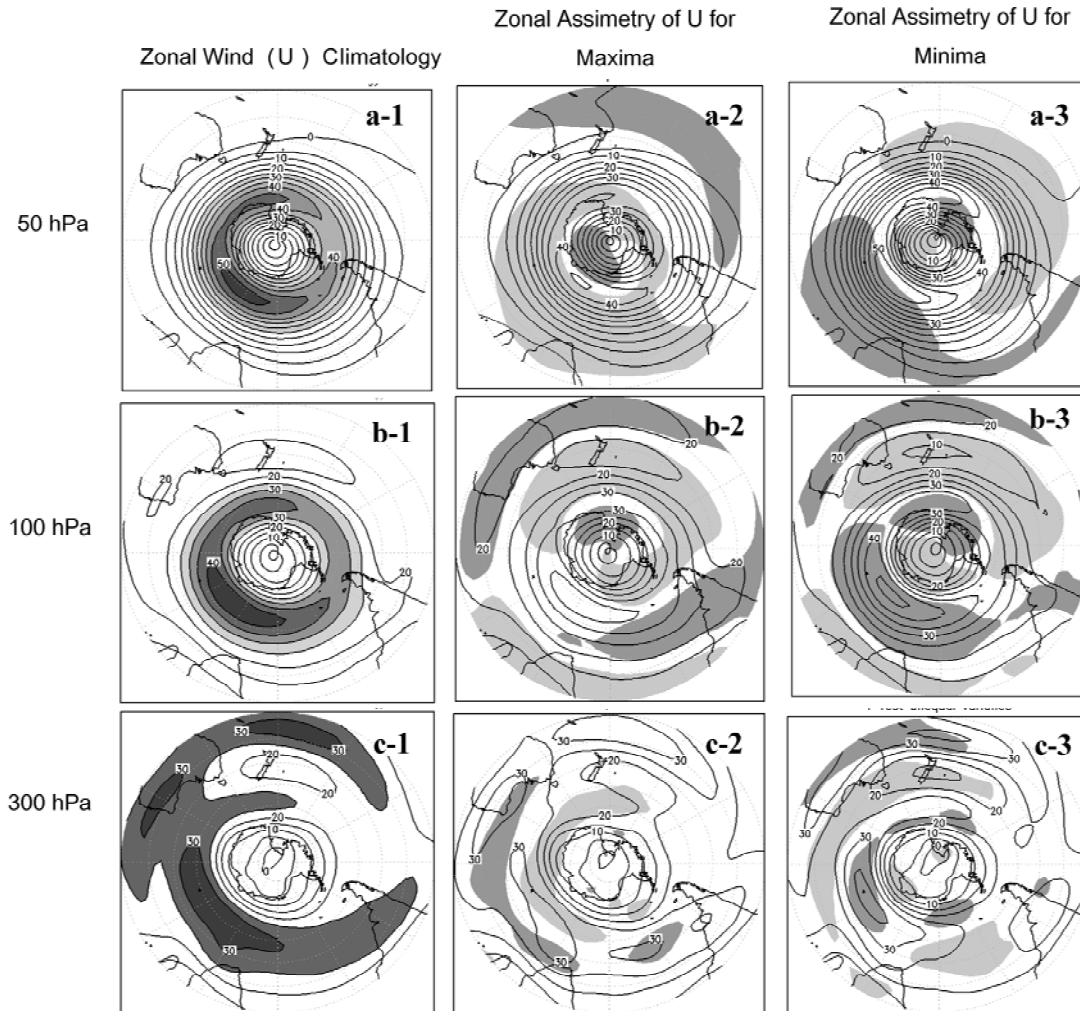


Figure 7. Climatological zonal wind fields (panel 1) and composites for Max Var index maxima (panel 2) and Max Var minima (panel 3) in the upper troposphere (300hPa, panel c) and lower stratosphere (100hPa, panel b, and 50hPa, panel a) over the SH: dark (light) shading implies statistically significant (at the 95% level) enhanced (weakened) zonal winds. (Units are in m/s, intervals are every 5m/s).

During maxima, at 300hPa (Fig. 7c-2) the composites show significant enhancement of the tropospheric subtropical jet over the South Atlantic, the Indian Ocean between South Africa and Southern Australia, and a significant weakening over the same longitudes in the region at the high latitudes which also extends into the South Central Pacific. The overall upper tropospheric picture is of a “single” (subtropical) jet structure over the Eastern Hemisphere. At 100hPa the subtropical enhanced wind region is more zonally extended and the high latitude weakened region is shifted further east. The upper subtropical tropospheric/lowermost stratospheric jet enhancement over the Indian and South Atlantic Oceans are partially co-located at both levels(Fig. 7c-2 and b-2), and the latter region can be associated with the stationary-wave source reinforcement there (Fig. 6b-2). The eastward extended weakened lower stratospheric wind spirals poleward reaching polar latitudes in the region

where the weaker edge of the polar vortex and trough are located during maxima, i.e., to the south of the South Cone. Note at the same time the polar region of enhanced zonal winds further south of New Zealand over Antarctica (Fig. 7b-2). At 50hPa the polar vortex enhanced/weakened wind regions correspond to the stratospheric HGT anomalies there (Fig. 7a-2 and Fig. 5c). The overall U wind enhancements and weakenings suggest a coupling between upper troposphere (300hPa) and lower stratosphere (100hPa) especially in the South Atlantic/southern South America sector. As tropospheric jets act as waveguides for baroclinic tropospheric transient waves (Trenberth 1991), zonal wind anomalies suggest an equatorward migration of the stormtracks during maxima. The stratospheric polar vortex seems to behave independently (50hPa).

During minima the zonal wind spatial changes are distinctly diverse. At 300hPa (Fig 7c-3) there are two regions of enhanced winds in the troposphere, one at mid to high latitudes from the southern South Atlantic and central Indian Oceans toward southern Western Pacific, and the other at subtropical latitudes over Australia and the Western South Pacific. At mid to subtropical latitudes there is a weakening over the South Atlantic, Indian and Western Pacific Oceans. The overall picture is that of a tropospheric “double” jet structure (Fig. 7c-3). At 100hPa similar enhanced/weakened wind areas appear zonally extended (Fig. 7b-3). At polar latitudes the wind enhancement/weakening regions agree with the stratospheric HGT anomalies (cf. Fig. 5d). At 50hPa, there is a strong wind anomaly wave 1 pattern (Fig. 7a-3), almost 180° out of phase with the maxima wind field (cf. 7a-2), affecting the stratospheric polar vortex behaviour and clearly responding to the stratospheric HGT anomaly (cf. Fig. 5d). For minima, the overall U wind enhancements and weakening suggest a coupling between the upper troposphere (300hPa) and the lower stratosphere (100hPa) over the Indian Ocean and subtropical latitudes over Australia and Western Pacific, closely located to the stationary eddy source regions (cf. Fig. 6a-3). The overall strong wind anomalies reinforce the corresponding climatology fields for each atmospheric region over the Indian Ocean sector. The stratospheric polar vortex behaves similarly from lower stratosphere to the mid stratosphere (100hPa and 50hPa).

In order to discern whether the distinct maximum zonal wind anomalies found during extreme locations of the October midlatitude ozone trough, that are associated with phase changes in the stratospheric QSW1, can be linked to synoptic scale perturbations linked to active troposphere jets, the daily probability (p) of occurrence of jet-stream is calculated for years of Var Max maxima and minima (Figures 8a and 8b, respectively). Here we define a daily jet-stream where local daily zonal winds are over 25m/s at 300hPa, and it will be simply called a jet. Our main concern is to verify whether the double jet structure observed in the monthly mean zonal winds for the minima composites can be ascribed to daily double jets occurrence, one at mid-to-subpolar latitudes and the other at subtropical-to-lower latitudes. During year of Var Max maxima (midlatitude ozone trough towards South America) the daily probability of jet occurrence is highest ($p > 0.80$) along the equatorward sector of the subtropical branch of the climatological jet stream in western Pacific, extending with lower values ($p > 0.65$) towards the west over Australia and the subtropical Indian Ocean.

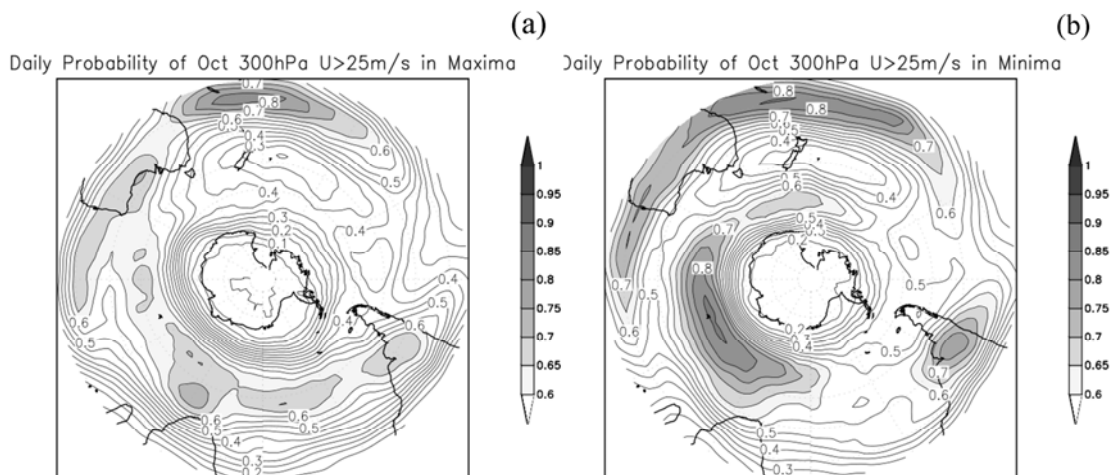


Figure 8. Daily Probability of zonal winds (U) over 25m/s at 300 hPa during Var Max maxima (a) and Max Var minima (b). Probabilities over 0.6 are shaded in grey scale.

A spiraling area of probability $p > 0.65$ appears extending from subtropical South America towards the South Atlantic and midlatitude Indian Ocean. Hence over the Indian Ocean sector the probability of having a daily double jet occurrence (one at mid-to-subpolar latitudes and another at subtropical latitudes) is lower than 50%. The best case for double jet occurrence is to have one in the subtropical Pacific branch of the climatological jet ($p \approx 0.80$) and another one south of South Africa over the Indian Ocean ($p \approx 0.70$) which yields a joint probability of occurrence near 56%, which means close to 17 days in a month. On the other hand, during Var Max minima (when the midlatitude ozone trough is shifted to the east) the probability map distinctly yields daily double jet occurrence. Two main regions of peaking probabilities appear, one at low latitudes extending from the Indian towards the central Pacific Ocean ($p > 0.80$), another at mid-to-subpolar latitudes over the Indian Ocean ($p \approx 0.80$) that extends toward the Pacific Ocean south of New Zealand ($p > 0.65$). A secondary area of high probabilities appears over subtropical South America ($p > 0.70$). The best case for daily double jet occurrence is to have one in the broad subtropical Pacific Ocean sector ($p \approx 0.85$) and another in the extended midlatitude Indian Ocean sector ($p \approx 0.85$) yielding a probability of 72%, which means close to 22 days a month over any sector within those large probability areas.

Hence, the comparison between both probability fields shows enough evidence to conclude that during Var Max minima, i.e. when the midlatitude ozone negative lobe is eastward rotated, there is higher frequency of daily jets in the troposphere. In particular the polar jet is clearly active at daily scales at about 30°E - 90°E and 50°S over the Indian Ocean just slightly westward and equatorward of the main tropospheric source of stratospheric stationary waves (compare with Fig. 6a-3). Bearing in mind that the divergence of the Plumb's stationary wave flux is not providing the exact location of the sources, but those can nevertheless be located somewhat upstream along the mean flow (Plumb 1985, 1989), then the synoptic eddy activity could be locally providing the wave energy for stationary waves according to the localized wave-propagation theory recently proposed by Nathan and Hodyss (2010). It can be said the same for a similar mechanism for the secondary maximum of subpolar daily tropospheric jets activity south of New Zealand and the stationary-wave source located over southern South Pacific.

CONCLUSIONS

The present study has developed an index based on the maximum variance areas for residual TOC over the SH (Var Max) that is obtained after the removal of the contribution of important processes to TOC from its monthly mean observed fields, such as the 11-year solar cycle, the Brewer-Dobson meridional mass circulation and QBO. Such filtering thus allows the analysis of the dynamically induced TOC variability. Var Max index is used to study the interannual phase variability of the mid-to-high latitudes TOC trough as observed around and outside the polar vortex over southern South America and South Atlantic during October. Inspection of the residual TOC fields using the upper and lower quartiles of Var Max index distribution led to the classification of two extreme situations. The extreme maximum index values correspond to mid-to-high latitudes TOC minima (ozone trough) in the vicinity of southern South America, and the extreme minima index values to mid-to-high latitudes TOC minima (ozone trough) near the Greenwich Meridian. These situations reflect reasonably well the interannual longitudinal (phase) variation of the horseshoe-like spatial pattern of the mid-to-high latitudes TOC. Furthermore as extreme Var Max minima (negative midlatitude ozone lobe eastward rotated) are more frequent after the 1990s; the dynamical situation described for minima composites could suggest the existence of dynamic lower frequency processes associated with the eastward migration of the mean ozone trough position, observed in various studies, after the early 1990s.

It is found that both situations in residual TOC occur in response to significant temporal changes in the phase of the stratospheric geopotential height QSW1 due to an almost 180° -opposing anomalies located at high latitudes over South Pacific and the Indian Oceans (Fig. 5c and 5d). According to Moustouli *et al* (2003) the QSW1 perturbs the isentropic surfaces redistributing ozone so that the ozone field closely mimics the observed pattern in the stratospheric HGT field, and where the potential vorticity is weaker, non-reversible mixing of ozone-poor polar vortex air into southern midlatitudes is produced due to a wave breaking. Thus our results statistically support that the prevalent weaker meridional gradient along polar vortex edge and midlatitude trough sectors, are indeed acting as the dynamical containment vessel for minimum TOC residuals. We further show the manner in which the

residual TOC anomalies are associated with temporal anomalies perturbing the QSW1 phase whose origin appear to be mainly the troposphere.

When the ozone trough is in the vicinity of southern South America (Var Max index maxima composite), the QSW1 eddy is significantly intensified and located almost in the same position as the climatology eddy field is. The negative eddy lobe is accompanied by an active stationary-wave source region over the South Atlantic sector, where the upper troposphere and lower stratosphere seem to be coupled probably due to planetary waves generated by the interaction of mean flow and the orography of the southern tip of South America and the Antarctic Peninsula. During this state the probability of daily tropospheric jets is low in that area. Likewise the troposphere shows equatorward stormtracks migration and the stratospheric polar vortex intensity is significantly uncoupled with the lower stratosphere polar vortex intensity.

When the ozone trough is near the Greenwich Meridian (the Var Max index minima composite), the QSW1 eddy is significantly eastward shifted. This eastward rotation is accompanied by enhanced wave-stationary sources and sinks in the same regions as those of the climatology. The stationary-wave source regions over the Indian and southern Pacific Oceans are located somewhat poleward and eastward of the daily troposphere jets activity at mid-to-subpolar latitudes, possibly locally providing wave energy for the stratospheric wave anomalies (Nathan and Hodyss 2010). In this situation, the troposphere shows a “double” jet structure supported by higher daily double jets occurrence, some at subtropical-to-lower latitudes and others at mid-to-subpolar latitudes. The stratospheric polar vortex intensity resembles a solid body from lower to mid stratosphere. This extreme eastward rotation is more frequently observed after 1990; therefore, it is associated with the eastward migration of the mean midlatitude ozone trough position.

In agreement with Huth and Canziani (2003) that observed changes in the stratosphere, Barrucand *et al.* (2008) suggest that during early 1990s there is a change in the SH annular mode (SAM) interannual variability towards higher frequencies during spring, which means changes in the vacillation state of zonal winds maximum and middle and higher latitudes. Furthermore Udagawa *et al* (2009) noted that the eastward migrations in Antarctic Sea Ice Content, which occurred between 1984 and 1994, could be linked to changes in tropospheric circulation, associated with modifications in the relative contributions of SAM and PSA (Pacific South Atlantic) modes. These authors argue that their results support the presence of atmospheric climate shifts. Hence the eastward migration of the midlatitude ozone trough between the 80s and 90s could be linked to the changes in the SAM interannual variability and the way that troposphere and stratosphere couple. Further analysis is needed to understand the nature of these atmospheric changes as well as the role played by the synoptic wave activity in the troposphere/stratosphere coupling at interannual scales during austral spring.

Acknowledgments

The authors wish to thank the funds received from CONICET (PIP 2004 5276), PICT 2007 ICES-IDAC 01888, ANPCyT PICT-2007-00438 and UCA (PEPACG) which made this research possible. Also thanks to Carmelite Order.

REFERENCES

- Barrucand, M., M. Rusticucci, and W. Vargas ,2008. Temperature extremes in the south of South America in relation to Atlantic Ocean surface temperature and Southern Hemisphere circulation. *J. Geophys. Res.*, 113, D20111, doi:10.1029/2007JD009026.
- Bischoff, S.A. P.O. Canziani, A.E.Yuchechen, 2007. The tropopause at southern extratropical latitudes: Argentine operational rawinsonde climatology, *Int. J. Climat.*, **27**: 189–209 DOI: 10.1002/joc.1385
- Canziani, P.O. W. E. Legnani 2003. Tropospheric-Stratospheric Coupling: Extratropical synoptic systems in the lower stratosphere, *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.*, 129
- Canziani, P.O., F.E. Malanca, E.A. Agosta, 2008. Ozone and UT/LS variability and change at Southern midlatitudes: 1980-2000: decadal variations. *J. Geophys. Res.*, 113, D20101, doi:10.1029/2007JD009303.
- Grytsai, A., Z. Grytsai, A. Evtushevsky, G. Milinevsky, and N. Leonov, 2005. Zonal wave numbers 1–5 in planetary waves from the TOMS totalozone at 65° S, *Ann. Geophys.*, 23, 1565–1573

- Grytsai A. V., Evtushevsky O. M., Agapitov O. V., Klekociuk A. R., and G. P. Milinevsky 2007. Structure and long-term change in the zonal asymmetry in Antarctic total ozone during spring, *Ann. Geophys.*, 25, 361–374.
- Hio, Y., and I. Hirota, 2002. Interannual Variations of Planetary Waves in the Southern Hemisphere Stratosphere, *J. Met. Soc. Jpn.*, 80, 1013-1027.
- Huth, R. , Canziani, P.O., 2003. Classification of hemispheric monthly mean stratospheric potential vorticity fields, *Annales Geophysicae*, 21, 805-817.
- Inatsu M, Hoskins BJ, 2004. The Zonal Asymmetry of the Southern Hemisphere Winter Storm Track. *J. Climate*, 17, 4882-4892.
- Karoly D.J., Plumb R.A. and Ting M., 1989. Examples of the Horizontal Propagation of Quasi-stationary Waves. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2802–2811. DOI: 10.1175/1520-0469.
- Labitzke J.G. and H. Van Loon, 1999. *The Stratosphere. Phenomena, History and Relvance*. Springer-Verlag, Berlin, 180p
- Malanca, F.E., P. O. Canziani, G. Argüello, 2003. Total ozone variability and change at southern mid-latitudes, *Revista Meteorológica (Argentina)*, , 28, 53-62.
- Malanca, F.E., P.O. Canziani, G.Argüello, 2005. Trends evolution of ozone between 1980 and 2000 at mid-latitudes over the Southern Hemisphere. Decadal differences in trends, *J. Geophys. Res.* 110, D05102, doi:10.1029/2004JD004977
- Moser, B.K., G.R., Stevens , and C.L., Watts, 1989. The two-sample t-test versus Satterwaite’s approximate F test, *Commun. Stat. Theory Methodol.*, 18, 3963-3975.
- Moser, B.K., G.R. Stevens, 1992. Homogeneity of variance in the two-sample means test, *Am. Stat.*, 46, 19-21
- Moustaoui, M., H. Teitelbaum, and F. P. J. Valero, 2003. Vertical displacements induced by quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere stratosphere during spring, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131,2279– 2289
- Nathan T. and D. Hodyss, 2010. Troposphere-stratosphere communication through local vertical waveguides. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 136:12-19.
- Rao, V. Brahmananda, J. P. R. Fernandez, and S. H. Franchito, 2004. Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere during El Niño and La Niña events. *Annales Geophysicae*, 22, 789–806.
- Pan LL, Randel WJ, Gary BL, Mahoney MJ, Hintsaj EJ, 2004. Definitions and sharpness of the extratropical tropopause: a trace gas perspective. *J. Geophys. Res.*, 109-125.
- Plumb, R.A., 1985. Onthree-Dimension Propagation of Stationary Waves, *J. Atmos. Sci.*, 42, 217-229.
- Plumb, R.A., 1989. On The Seasonal Cycle of Stratospheric Planetary Waves, *PAGEOPH*, 130, 233-242.
- Trenberth, K.E., 1991. Storm tracks in the southern hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 48, 2159-2178.
- Udagawa, Y., Y. Tachibana, and K. Yamazaki, 2009. Modulation in interannual sea ice patterns in the Southern Ocean in association with large-scale atmospheric mode shift, *J. Geophys. Res.*, 114, D21103, doi:10.1029/2009JD011807
- Ziemke, J.R., Chandra, S., R.D. Mc Peters, P.A. Newman, 1997. Dynamical proxies of total ozone with applications to global trend models, *J. Geophys. Res.*, 10, 6117-6129.

PERÍODOS PERTURBADOS: DISIPACIÓN DE ENERGÍA Y CORRIENTES GEOMAGNÉTICAS INDUCIDAS.

Patricia A. Larocca y Virginia M. Silbergleit

Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Facultad de Ingeniería,
Universidad de Buenos Aires.
plarocc@fi.uba.ar - Vms10ar@yahoo.com.ar

RESUMEN

Se estudia, en un evento típico (12-13 de junio de 2005) las energías entrante y disipada en la magnetosfera (ϵ y U_t respectivamente) y el aumento de corrientes inducidas en un gasoducto ubicado en altas latitudes. Se analizan para el período citado los índices geomagnéticos AE y Dst, y la componente B_z del campo geomagnético interplanetario como indicadores del desarrollo del período perturbado. Se calculan los tiempos de decaimiento del anillo de corriente utilizando distintas aproximaciones de acuerdo con las fases de la tormenta. Durante este período se observaron variaciones geomagnéticas importantes que originaron corrientes geomagnéticas inducidas significativas sobre el gasoducto de la empresa Transcanada ubicado en la zona del valle del río Ottawa; pudiendo ser afectada la vida útil del mismo.

Palabras claves: energía, tormentas geomagnéticas, gasoductos, tiempos de decaimiento.

ABSTRACT

In a typical event (12-13 June 2005), solar wind energy rate and total energy dissipation rate in the magnetosphere (ϵ and U_t respectively) and increased induced currents in a gas pipe located in the auroral zone are studied. For the period geomagnetic indices AE and Dst, and the B_z component of the interplanetary geomagnetic field are analyzed as indicators of the development of the troubled period. Ring current decay times are calculated using different approaches in accordance with the phases of the storm. During this period there were significant geomagnetic variations due to geomagnetic substorms and induced currents on the pipeline located in the Ottawa River Valley, this fact could produce corrosion increases in its structure.

Keywords: energy, pipeline, geomagnetic storms, decay time.

INTRODUCCIÓN

El viento solar no puede atravesar la magnetopausa directamente sino que es desviado alrededor de la misma por el campo magnético terrestre. Como es sabido, la magnetosfera es una dinamo magnetohidrodinámica, que convierte la energía del viento solar en energía de corrientes eléctrica o magnética, (Feldstein *et al.*, 2003).

El flujo de energía cinética del viento solar llega por el lado de día y se distribuye: una parte es transferida directamente a la ionosfera de altas latitudes como corrientes alineadas con el campo donde se disipa por efecto Joule. El resto es transferido a la cola magnética como energía cinética térmica de plasma y de campo magnético. Parte de la energía de la cola magnética es luego transferida al anillo de corriente, por inyección de partículas que luego se disipan en la atmósfera terrestre.

Akasofu (1981,1996) ha estudiado la energía involucrada en el acoplamiento entre el viento solar y la magnetosfera. Propone que si el parámetro $\epsilon > 10^{18}$ erg/s eso define una subtormenta. Pudovkin *et al.*(1988) estudiaron las variaciones del índice Dst y su dependencia con los parámetros del viento solar. También estudiaron los tiempos de decaimiento en ambas fases de una subtormenta.

Por otro lado, el campo geomagnético terrestre varía debido a los cambios en las corrientes ionosféricas y magnetosféricas, produciendo corrientes en la Tierra que es conductora

y en los conductores hechos por el hombre. Este fenómeno se denomina inducción geomagnética y las corrientes en los conductores hechos por el hombre son corrientes geomagnéticas inducidas.

Las perturbaciones geomagnéticas dan origen a corrientes eléctricas que circulan por largas tuberías y pueden contribuir a aumentar la corrosión de las mismas. Para protegerlas se utiliza un sistema de protección catódica que las mantiene a un potencial negativo constante con respecto al suelo circundante para inhibir las reacciones de corrosión. Pero las corrientes geomagnéticas inducidas en la tubería crean variaciones en estas diferencias de potencial caño-suelo, y como la magnitud del campo geoelectrico durante una tormenta magnética puede variar típicamente entre 0,1 y 1 V/km, por eso, si el conductor tiene varios kilómetros y resistencias de pocos ohms, la corriente puede exceder los 100 Amperes. El conocimiento de dónde y cuántas veces ocurren estas variaciones de potencial permite disminuir el riesgo de corrosión para la misma.

El propósito de este trabajo es evaluar las energías entrante y disipada en un período un particular de tormentas intensas y comparar con sus implicancias sobre el aumento de corrientes inducidas en un gasoducto en la zona subauroral; el tiempo de decaimiento del anillo de corriente y los posibles efectos causados sobre un sector del gasoducto de la empresa Transcanada.

TRANSFERENCIA DE ENERGÍA: PARÁMETRO ϵ

La energía que pone en funcionamiento una subtormenta geomagnética es provista por el viento solar. Perreault y Akasofu (1978) han sugerido una fórmula empírica que describe la energía de entrada a la magnetosfera (ϵ) como función de los parámetros del medio interplanetario en términos del vector de Poynting (en unidades de erg/s):

$$\epsilon(t) = vB^2 \operatorname{sen}^4\left(\frac{\theta}{2}\right)l_0^2 \quad (1)$$

Donde v es la velocidad del viento solar, B el módulo del campo magnético interplanetario (IMF), θ el ángulo polar del vector campo magnético interplanetario proyectado en el plano YZ para el sistema de coordenadas GSM., $l_0 = 7 R_t$ (siete radios terrestres) es una longitud característica de la magnetosfera. Esta longitud puede ser proporcional a la distancia de Chapman-Ferraro, que es la distancia entre el lado diurno de la magnetopausa y la Tierra (Akasofu, 1981)

VELOCIDAD DE DISIPACIÓN DE LA ENERGÍA TRANSFERIDA A LA MAGNETOSFERA: U_t

La velocidad de disipación de la energía transferida a la magnetosfera U_t , puede evaluarse en términos de determinados procesos de disipación de energía observables en la tierra (Akasofu, 1981). La energía disipada en la magnetosfera interna es depositada, por un lado en el anillo de corriente y por otro en la ionosfera auroral, en parte como calentamiento Joule y otra parte como impacto de partículas aurales. Así la energía U_t puede estar dada por la suma de la rapidez de inyección de energía al anillo de corriente, la rapidez de producción de calentamiento Joule en la ionosfera y el flujo de energía de las partículas aurales (Perreault y Akasofu, 1978).

Finalmente la rapidez de disipación total de la energía puede determinarse usando la expresión:

$$U_t = \alpha \left[\partial(DST) / \partial t + (DST) / \tau \right] + \beta AE \quad (2)$$

Siendo donde DST el valor absoluto del índice Dst corregido por variaciones de presión del viento solar, τ el tiempo de decaimiento en el anillo de corriente, AE el índice geomagnético para la zona auroral, α y β constantes iguales a 4×10^{20} y 3×10^{15} erg(nT/s)⁻¹, respectivamente.

ANÁLISIS DE DATOS

Se analizan los parámetros ϵ y U_t para la tormenta ocurrida entre el 12 y 13 de junio de 2005. De acuerdo con Akasofu (1981) se puede considerar una magnetosfera en estado tranquilo si $U_t < 10^{18}$ erg/s y en estado perturbado cuando $U_t > 10^{18}$ erg/s. Por tal motivo se grafica la evolución temporal de U_t en el período comprendido entre el 12 y 13 de junio de 2005. (Fig. 1).

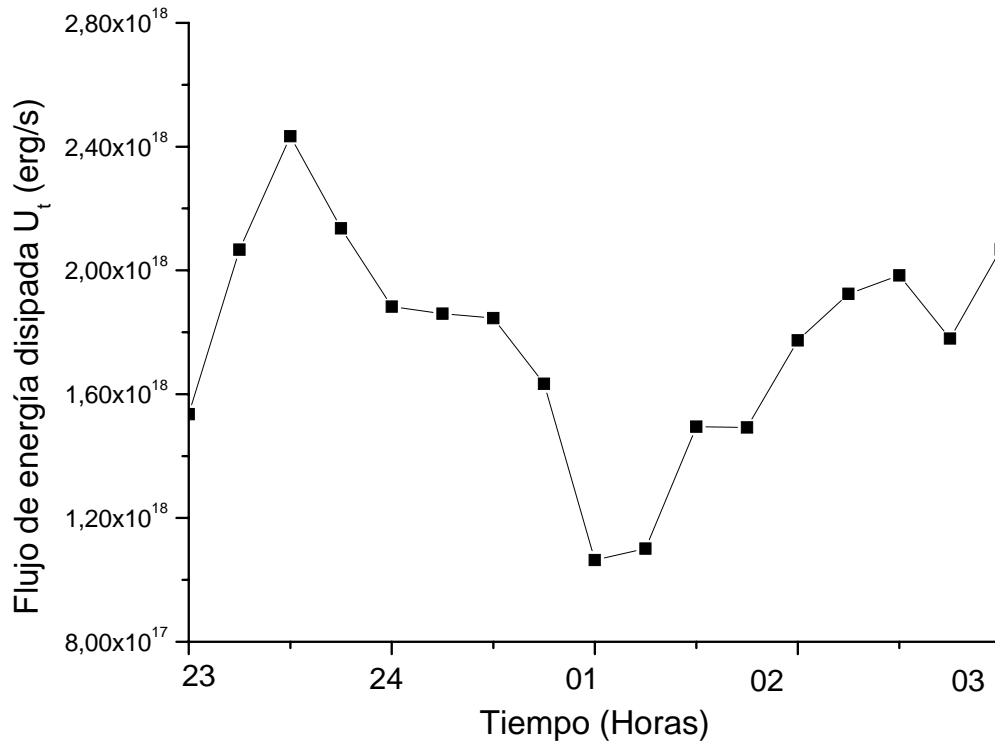


Figura 1. Flujo de energía total disipada para el período de 12-13 de junio de 2005 entre las 23 (12 de junio) y las 3hs del día 13 de junio.

Por otro lado el inicio de una subtormenta está relacionado con valores de ϵ mayores a 10^{18} erg/seg (Akasofu, 1981), esto se observa en el gráfico de la Figura 2 donde desde las 23 horas del día 12 de junio y hasta la 01 del día 13, ϵ toma valores mayores a 10^{18} erg/seg. Esta forma de definir una subtormenta se basa en el hecho de que la magnetosfera se acerca más a ser un sistema dirigido por el viento solar que a un sistema de almacenado y posterior descarga de energía. La Figura 3 muestra el índice AE. Este índice se obtiene a partir de magnetogramas de estaciones geomagnéticas distribuidas en el óvalo auroral boreal, y se lo calcula para intervalos del minuto.

El índice Dst para el período citado se grafica en la Figura 4. Este índice horario es el más ampliamente usado y disponible de la actividad en bajas latitudes. Se calcula a partir de la magnitud de la componente horizontal del campo magnético H sobre la superficie terrestre en estaciones magnéticas cercanas al ecuador. Se usa para estimar el contenido total de energía de las partículas que forman el anillo de corriente, permitiendo estudiar el desarrollo de una tormenta geomagnética, cuya fase principal tiene como característica más importante la intensificación de la corriente de anillo.

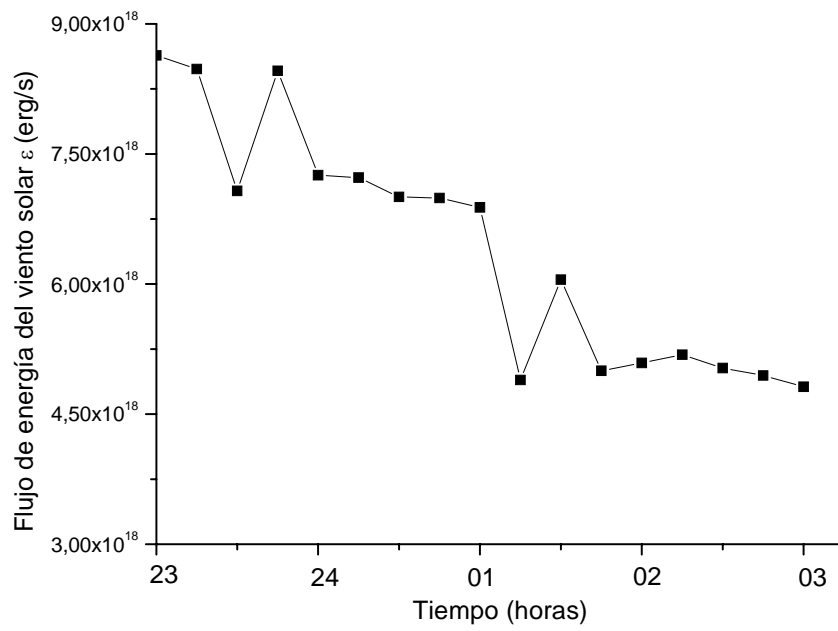


Figura 2. Flujo entrante de energía de viento solar total para el período de 12-13 de junio de 2005 entre las 23 (12 de junio) y las 3hs del día 13 de junio.

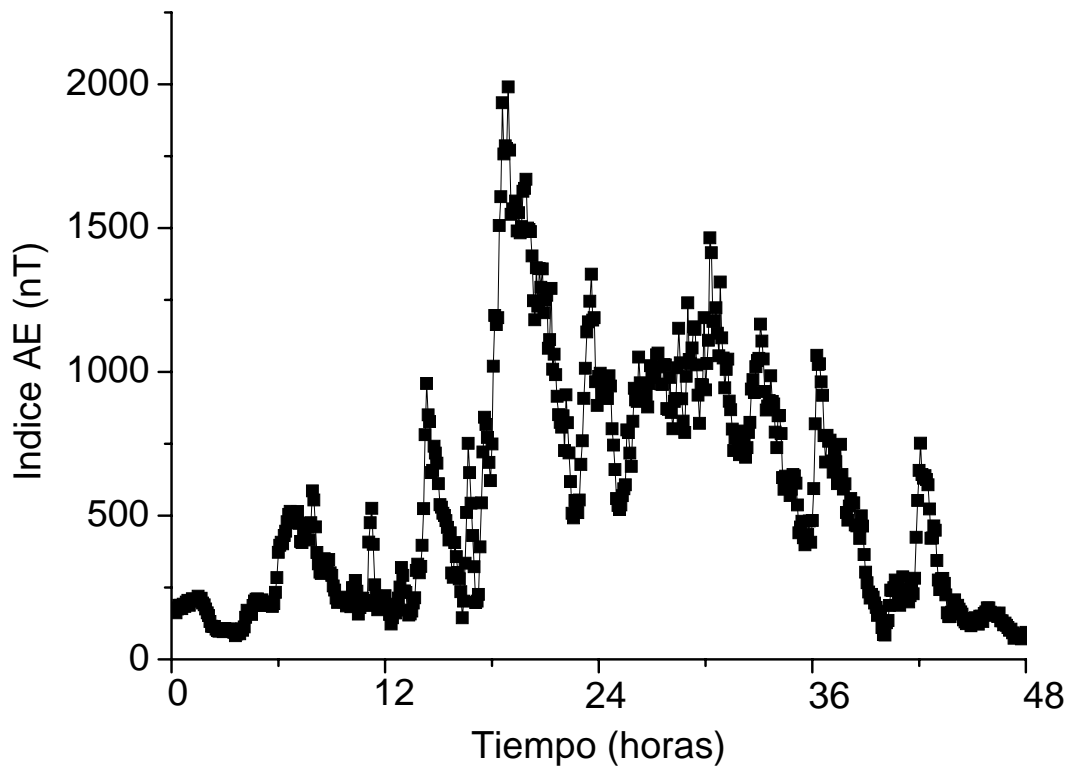


Figura 3. Índice AE para el período del 12-13 de junio de 2005.

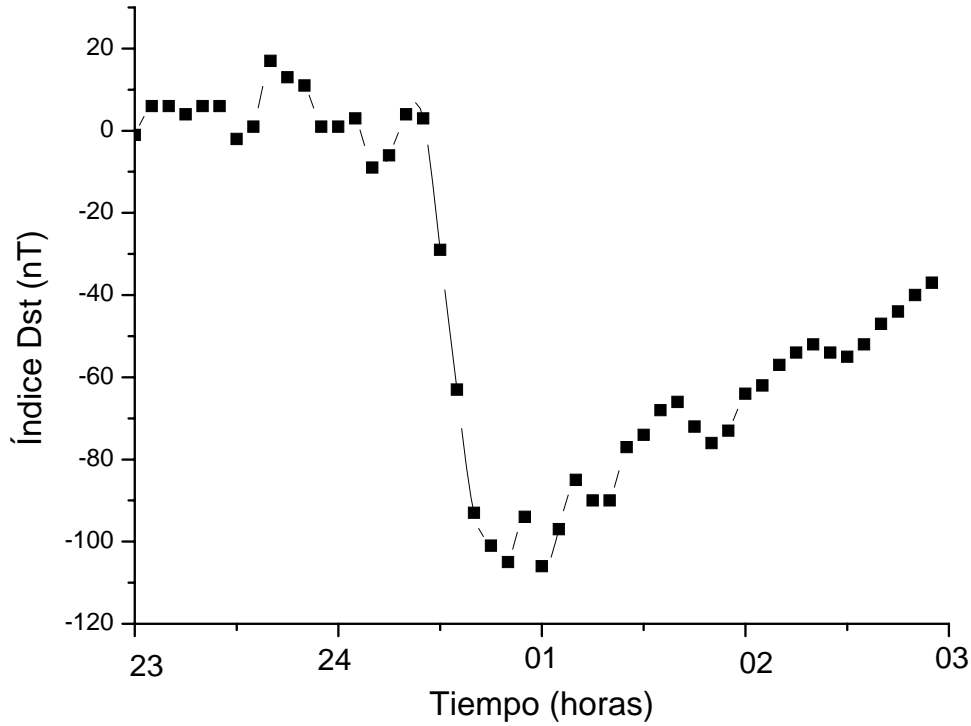


Figura 4. Índice Dst corregido por presión para el período del 12-13 de junio de 2005.

Para poder estimar el tiempo de decaimiento τ en el anillo de corriente se analizaron las diferentes fases de la perturbación usando distintos criterios para cada una de ellas (Silbergleit *et al.*, 1997). Para el cálculo del tiempo de decaimiento en la fase principal se usó el método de Pudovkin *et al.* (1988):

$$\tau_p = \frac{4.87 + 3.49 \cdot 10^{-3} v (0.5\sigma - B_z)}{DST_{\min}} \quad (3)$$

Donde v es la velocidad del viento solar expresada en km/s, B_z es la componente N-S del campo IMF y σ la variación del IMF, ambas expresadas en nT. Siendo DST_{\min} el valor absoluto del mínimo Dst corregido por las variaciones de presión del viento solar.

Para el cálculo del tiempo de decaimiento en la fase de recuperación se usó:

$$\tau_R = \frac{(t_2 - t_1)}{\ln(DST_1 / DST_2)} \quad (4)$$

Tomando los subíndices 1 y 2 como los límites inicial y final del intervalo considerado.

En la tabla 1 se presentan los resultados obtenidos para los tiempos de decaimiento en el evento analizado. La energía total de viento solar entrante y la energía total disipada durante el período total de la perturbación resultan: $\epsilon' = 2.9 \cdot 10^{23}$ erg y $U'_{\tau} = 1,2 \cdot 10^{23}$ erg.

Tabla 1. Resultados de los valores obtenidos para los tiempos de decaimiento característicos para las fases principal y de recuperación.

Período	t_p	t_r
12-13 Junio 2005 (23h 12/6 a 03h 13/6)	2,97 h	14,45 h

ESTUDIO DE LAS DIFERENCIAS DE POTENCIAL GASODUCTO-SUELO Y LAS CORRIENTES GEOMAGNÉTICAS INDUCIDAS

Los fenómenos del clima espacial generan una variedad de efectos sobre sistemas tecnológicos ya que partículas energéticas provenientes del Sol interactúan con el campo geoelectrónico produciendo perturbaciones magnéticas y aumentando la ionización de la ionosfera en alturas que oscilan entre los 100 y los 1000 km por encima de la superficie terrestre. Las variaciones magnéticas inducen corrientes eléctricas en largos conductores causando la salida de operación de líneas de alta potencia y la corrosión de gasoductos, oleoductos, etc.

La reacción electroquímica puede ser inhibida manteniendo el cátodo (gasoducto de acero) negativo con respecto al ánodo (suelo que lo rodea). Las corrientes mencionadas, generan voltajes variables dificultando el funcionamiento del sistema de protección. Particularmente, durante tormentas magnéticas, estas variaciones pueden ser suficientemente grandes en largos intervalos de tiempo dejando al sistema desprotegido y reduciendo de esta manera su vida útil.

Para el caso del gasoducto en estudio, se calcularon los valores PSP (diferencia de potencial gasoducto-suelo) a través de la relación (Trichtchenko *et al.*, 2004)

$$\text{PSP (mV)} = -982 \pm 80 + (11 \pm 2) E_y \quad (5)$$

Para el período correspondiente a 12-13 de junio de 2005 los valores estimados se muestran en la Figura 5.

La respuesta eléctrica del gasoducto a la inducción geomagnética se modeló a partir de la teoría de líneas de transmisión eléctrica (DSTL), según lo publicado por Trichtchenko *et al.*, (2001 y 2002). Usando este modelo, la corriente eléctrica inducida (GICs) sobre la tubería se obtiene:

$$\text{GICs (mA)} = -0.56 \cdot 10^{-3} \text{ PSP} \quad (6)$$

Para el tramo del gasoducto situado en el valle del río Ottawa, se consideraron los siguientes valores: diámetro exterior 762 mm, espesor 9,8 mm, resistividad del acero $0,1786 \cdot 10^{-6}$ ohm-m (Fernberg *et al.*, 2007)

Las corrientes inducidas (GICs) sobre la cañería se muestran en la Figura 6.

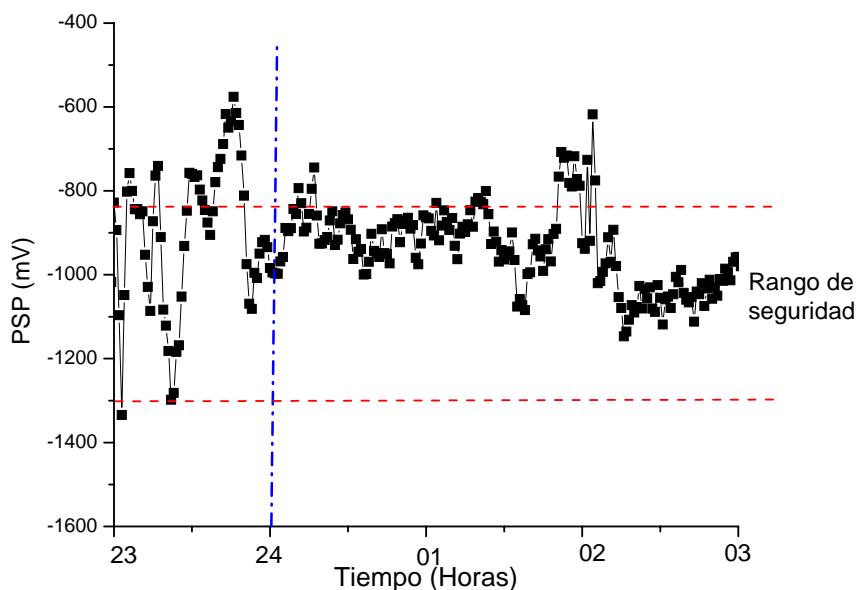


Figura 5. Diferencias PSP calculadas. Se muestran los intervalos de posibles aumentos corrosivos de su estructura para el período 12 -13 de junio de 2005.

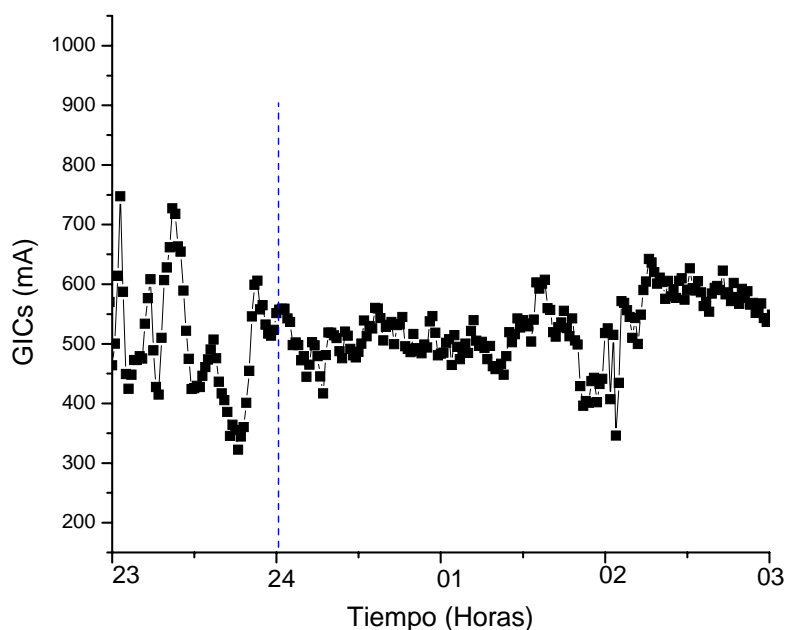


Figura 6. Corrientes GICs calculadas para el intervalo estudiado.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se analizaron los valores de índices de actividad geomagnética AE y Dst para el período comprendido entre el 12 y el 13 de junio de 2005. Se seleccionó el intervalo comprendido entre las 23 hs del 12/06/05 y las 03 hs del 13/06/05 vinculado con una subtormenta cuyo AE máximo es de 1340 nT y el Dst mínimo de -106 nT.

Las Figuras 1 y 2 muestran los valores de ϵ y U_i para el intervalo estudiado, notándose que ϵ es aproximadamente un orden de magnitud mayor que U_i durante todo el período.

Los cálculos del tiempo de decaimiento del anillo de corriente (previamente publicados) resultan generalmente pequeños en el momento del máximo de la perturbación y no concuerdan con las vidas medias correspondientes al intercambio de cargas de las especies más abundantes en el anillo ecuatorial de corriente. Los valores obtenidos en el presente trabajo resultan más realistas ya que no es posible estimarlos de la misma forma a lo largo de toda la perturbación pues la rapidez de deposición de energía en el anillo de corriente varía entre las dos fases de una tormenta. Para el caso de la fase de recuperación se ha considerado despreciable la energía entrante al mismo. La tabla 2 muestra el resultado del presente trabajo y su relación con Pudovkin et al. (1988) evidenciando una buena superposición entre los valores.

Los resultados obtenidos para los valores PSP muestran valores fuera de la zona de protección comprendida entre los -850 V y -1250 V evidenciando la posibilidad de riesgo para el gasoducto.

Tabla 2. Tiempos de decaimiento en la fase de recuperación.

	Pudovkin et al. (1988)	Presente trabajo
Tiempos de decaimiento	13.9h	14.45 h

Agradecimientos: Los autores agradecen a D. Boteler y L. Trichtchenko por facilitar los datos geomagnéticos correspondientes al Observatorio de Ottawa. Este trabajo se realizó con fondos correspondientes a los proyectos IN018 de la SECYT (UBA) y PIP 6540/05 de CONICET

REFERENCIAS

Akasofu S. I., 1981. Energy coupling between the solar wind and the magnetosphere. Space Sci.

Rev. 28: 121-190.

Akasofu S. I., 1996. Search for the unknown quantity in the solar wind: A personal account. *J. Geophys. Res.* 101: 10531–10540.

Feldstein Y. I., L. A. Dremukhina , A. E. Levitin , U. Mall , I. I. Alexeev and V. Kalegaev, 2003. Energetics of the magnetosphere during the magnetic storm. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* 65 (4): 429-446.

Fernberg P., C. Samson , D. Boteler , L. Trichtchenko and P. Larocca, 2007. Earth Conductivity Structures and their Effects on Geomagnetic Induction in Pipelines. *Annales Geophysicae.* 25: 1–12.

Perreault P. and S. I. Akasofu, 1978. A study geomagnetic storms. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 54: 547-573.

Pudovkin M. I., A. Grafe, S. A. Zaitseva and A. V. Usmanov, 1988. Calculating the Dst variation field on the basis of solar wind parameters. *Gerlands Beitr. Geophysik-Leipzig.* 97: 525-531.

Silbergleit, V. M., M. M. Zossi de Artigas and J. R. Manzano, 1997. Energy dissipation in substorms: plasmoids ejection. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics,* 59 (11): 1355-1358.

Trichtchenko, L. and D. H. Boteler, 2001. Specification of geomagnetically induced electric fields and currents in pipelines, *J. Geophys. Res.* 106 ,(A10): 21039-21048.

Trichtchenko, L. and D. H. Boteler, 2002. Modeling of geomagnetic induction in pipelines, *Ann.Geophys.* 20: 1063-1072.

Trichtchenko, L., D. H. Boteler and P. Larocca, 2004 Modeling the effect of the electromagnetic environment on pipelines, Geological Survey of Canada Open file No. 4826.

**INFLUENCIA DE LA ANOMALÍA GEOMAGNÉTICA DEL ATLÁNTICO SUR (SAMA)
EN LAS VARIACIONES GEOMAGNÉTICAS DEBIDAS A COMPRESIONES
MAGNETOSFÉRICAS SÚBITAS POR EL VIENTO SOLAR.**

María Andrea Van Zele

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET),
Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA),
Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina
avanzele@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

En el viento solar existen burbujas con cambios significativos de la presión dinámica; si una de ellas con mayor velocidad y densidad, y con $B_z(\text{IMF}) > 0$ enfrenta a la magnetosfera, ésta es comprimida; la corriente en la magnetopausa, que equilibra la presión del viento solar respecto del campo geomagnético, se incrementa entonces. En observatorios de latitudes bajas, medias y subaurorales los magnetogramas registran esta compresión como un súbito crecimiento (sc) de la componente norte (X) y horizontal (H) del campo geomagnético. La región de la anomalía magnética del Atlántico Sur (SAMA) es un sumidero de las partículas cargadas que se encuentran atrapadas en el cinturón de radiación interior, tanto durante períodos quietos como perturbados. De la precipitación de estas partículas ocurrida sobre las regiones D y E de la ionosfera del SAMA durante una compresión magnetosférica resulta un mayor incremento de los sc a la noche, respecto del registrado en regiones exteriores a la SAMA. El objetivo de este trabajo es determinar si la amplitud de un súbito crecimiento (sc) del campo geomagnético en bajas latitudes de la superficie terrestre varía según la intensidad del campo magnético en ese lugar, en particular en la zona de la anomalía del Atlántico sur. Se propone entonces estudiar la respuesta geomagnética a diferentes variaciones de intensidad de la presión de viento solar que se producen a distintas horas en observatorios de bajas latitudes, siendo uno de ellos Vassouras (VSS), en el SAMA. Se encuentra que la amplitud de los sc dependen de diferentes factores: la presión y la variación de la velocidad del viento solar, la época del año, la hora local, y posiblemente el estado previo de la magnetosfera o el sentido de campo magnético interplanetario; sin embargo la amplitud de los sc registrados en VSS suele ser en general superior a la de observatorios equivalentes a él por latitud geomagnética o inclinación: i) VSS nunca tiene la variación mínima debida al comienzo súbito; ii) VSS en general alcanza la mayor amplitud de sc entre los observatorios considerados, excepto entre la medianoche y el amanecer, cuando suelen registrarse las mínimas amplitudes normalizadas según la variación de la presión dinámica del viento solar.

Palabras claves: Anomalía geomagnética del Atlántico sur; compresión magnetosférica; crecimiento súbito del campo geomagnético

ABSTRACT

The magnetosphere is compressed when a bubble of solar wind (enhancement of velocity, density and temperature) impinges on it: the current at the magnetopause, that balances this pressure over the geomagnetic field, is increased. The observatories at low, middle and subauroral latitudes record a sudden increase (sc) of the north (X) and horizontal (H) components of the geomagnetic field. The South Atlantic magnetic anomaly (SAMA) is a sink of trapped particles at the radiation belt during both quiet and disturbed periods. The precipitation of these particles on the D and E regions of the SAMA ionosphere during a magnetospheric compression give rise there to a higher enhancement of the sc at night in relation with others recorded at external regions. The goal of this paper is to determine if the sc amplitude at low latitudes depends of the geomagnetic field at the place, especially at the SAMA. Then, it was studied the geomagnetic response to different variations of the dynamic pressure of the solar wind produced at low latitudes. It is found that the amplitude of the sc's not only depends on the pressure of the solar wind, but

also on the temporal variation of the solar velocity, the epoch of the year, the local time, and possibly the previous state of the geomagnetic field perturbation or the direction of the interplanetary magnetic field. Nevertheless, the amplitude of the sc recorded at VSS observatory (at the SAMA) currently is higher to those recorded at equivalent observatories by latitude or inclination: i) VSS have not the smallest variation due to a sc; ii) VSS generally records the highest amplitude among the selected observatories that are outside the SAMA, except if it is located between the midnight and the dawn (when smallest variations are recorded).

Keywords: South Atlantic magnetic anomaly; magnetospheric compression; sudden increase of the geomagnetic field.

INTRODUCCIÓN

El campo magnético terrestre es producido principalmente por corrientes generadas en el núcleo externo de la tierra (campo principal). Su registro en la superficie del planeta muestra que es más intenso (≈ 60000 nT) en las proximidades de los polos geográficos que en la región ecuatorial (≈ 30000 nT). El desarrollo en armónicos esféricos evidencia que el 90 % de su intensidad corresponde al campo generado por un dipolo. Sin embargo tiene una notable asimetría cilíndrica pues su intensidad en el Atlántico sur es mucho menor que la que corresponde a esa latitud en otras longitudes (Tabla 1). Esa anomalía magnética del Atlántico sur (SAMA, por sus siglas en inglés) es causada también por procesos en el interior del planeta, y se superponen otras anomalías regionales.

El centro de la anomalía puede establecerse como i) el punto espejo del dipolo excéntrico en el desarrollo del campo geomagnético en armónicos esféricos; ii) el centro del mínimo local del campo geomagnético a una altura fija en la región del Atlántico sur, iii) el centro del flujo máximo de partículas en la región (Grigoryan *et al.*, 2008); según el modelo, su ubicación varía; la región de la SAMA ocupa el área entre el SE de Brasil y Sudáfrica; el mínimo registrado $B \approx 22900$ nT en 26°S , 54°O condice con el IGRF (2000). La velocidad de deriva (variación secular) de la región de la SAMA (hacia el O-NO) también depende del modelo; algunos autores (Pinto y González, 1989) sostienen que en un período de 1200 años habrá dado la vuelta al mundo; pero la variación secular se registra en la región americana-africana, no en la región pacífica (Gubbins y Gibbons, 2004). Otros autores sostienen que la subducción de la placa de Nazca limitaría esta deriva (Bloxham *et al.*, 1989).

Tabla 1. Observatorios considerados, código IAGA, coordenadas, inclinación aproximada I, intensidad aproximada B, y tiempo local (TL) según el tiempo universal (TU)

Observatorio	Código IAGA	Lat. geog.(°)	Long. geog.(°)	Lat. geom.(°)	Incl. I (°)	B (nT)	T.L.
Vassouras	VSS	-22	-44	-17	-35	23400	TU-3h
Kakadu	KDU	-13	+132	-22	-40	46400	TU+8h48min
Kourou	KOU	+5	-53	+15	18	29600	TU-3h31min

El sol emite partículas (viento solar) que confinan el campo magnético de la tierra (magnetosfera) que adquiere una forma similar a un cometa: la nariz magnetosférica enfrenta al sol. El campo gravitatorio de la tierra mantiene una atmósfera gaseosa; el sol también emite radiación que es absorbida por estos gases, que resultan ionizados a partir de alturas superiores a los 80 km (ionosfera). Los iones y electrones ionosféricos se mueven arrastrados por los vientos de partículas neutras a alturas de la región E ionosférica (variaciones tranquilas Sq); también alrededor de las líneas del campo magnético entre los puntos espejo de los dos hemisferios (partículas atrapadas en la plasmasfera) y derivan hacia el oeste debido a la curvatura e inhomogeneidad de las líneas del campo magnético (corriente anillo).

Cuando la componente perpendicular a la eclíptica del campo magnético del viento solar ($B_z(\text{IMF})$) tiene el mismo sentido que la del campo magnético de la tierra en la nariz magnetosférica, las partículas del viento solar pueden ingresar a la magnetosfera en las proximidades de los polos (magnetosfera

cerrada). Si una burbuja de viento solar (mayor velocidad, densidad y temperatura) con un cambio significativo en la presión dinámica del viento solar enfrenta la magnetosfera y $B_z(\text{IMF}) > 0$, la magnetosfera es comprimida: la corriente en la magnetopausa, que equilibra esta presión del viento solar respecto del campo geomagnético, se incrementa; circula del amanecer al atardecer del lado diurno (corrientes de Chapman-Ferraro). En un modelo sencillo (Parks, 1998) la corriente de Chapman-Ferraro depende linealmente, de la presión dinámica del viento solar y del cambio temporal de la componente de la velocidad perpendicular a la magnetopausa; cuando esa burbuja de viento solar cambia la orientación del campo magnético ($B_z(\text{IMF}) < 0$) se inicia una tormenta; durante una tormenta magnética puede producirse también una súbita compresión magnetosférica.

En observatorios de latitudes bajas, medias y subaurorales los magnetogramas registran, durante esta generalmente brusca compresión, un súbito crecimiento (sc) de la componente norte (X) y horizontal (H) del campo geomagnético; este incremento es identificado como el impulso principal (MI: main impulse) (Sastri *et al.*, 2006). Las amplitudes de los sc(H) son aproximadamente proporcionales a la raíz cuadrada del cambio en la presión dinámica del viento solar (Siscoe *et al.*, 1968; Ogilvie *et al.*, 1968). Si el sc es previo a la tormenta se denomina ssc (sudden storm commencement). En la región ecuatorial la manifestación debida a la compresión es más compleja (Sastri *et al.*, 2006).

En bajas latitudes geomagnéticas existe una corriente ionosférica diurna: el electrochorro ecuatorial en el ecuador de inclinación (inclinación $I=0$) (Duncan, 1960), hacia el este, debida al incremento de la conductividad, la cual magnifica la amplitud de un sc.

La región de la anomalía magnética del Atlántico Sur es un sumidero de partículas cargadas atrapadas en el cinturón de radiación interior, tanto durante períodos quietos como perturbados (Dessler, 1969; Roederer 1970, 1972). La precipitación de estas partículas ocurrida sobre las regiones D y E de la ionosfera del SAMA durante una compresión magnetosférica da lugar al incremento de las amplitudes de los súbitos crecimientos en la componente H de las variaciones geomagnéticas allí a la noche (Trivedi *et al.*, 2005a), respecto del registrado en regiones exteriores a la SAMA. Los resultados parecen mostrar que estos incrementos del sc(H) pueden ser producidos por un incremento diferencial de ionización debido a la pérdida continua de electrones e iones de la magnetosfera hacia la región de la SAMA (Trivedi *et al.*, 2005b).

Se ha encontrado que existe asimetría en las variaciones geomagnéticas registradas durante una tormenta en latitudes medias y bajas durante las subtormentas, pues durante la fase de expansión existiría una pérdida de partículas de la plasmasfera entre la medianoche y el amanecer, y ganancia antes de la medianoche (Van Zele, 2006).

El objetivo de este trabajo es determinar si la amplitud de un súbito crecimiento (sc) del campo geomagnético en bajas latitudes de la superficie terrestre varía según la intensidad del campo magnético en el lugar, en particular en la zona de la anomalía del Atlántico sur. Se propone entonces estudiar la respuesta geomagnética a diferentes intensidades del flujo de presión de viento solar que se producen a distintas horas en observatorios de bajas latitudes.

LOS DATOS

Para el estudio propuesto se utilizan las 3 componentes del campo geomagnético registradas en el observatorio Vassouras ubicado en la SAMA; en Kakadu separado unos 180° en longitud, también en el hemisferio sur; Kourou, conjugado respecto de Vassouras, en el hemisferio norte, exterior a la SAMA. Los datos (cada minuto) han sido extraídos del Centro de datos de Kyoto (<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/>). Las coordenadas se indican en la Tabla 1; se muestra que ninguno de los observatorios considerados se encuentra en las vecindades del ecuador de inclinación ($\text{lat.dip} \neq 0^\circ$) de modo de que los registros no están afectados por el electrochorro ecuatorial, y que el observatorio Vassouras se encuentra próximo al mínimo de intensidad del campo magnético terrestre (SAMA).

Los crecimientos súbitos (sc) considerados están denunciados en los boletines mensuales del Service International des Indices Géomagnétiques (<http://www.cetp.ipsl.fr/>) o son detectados en las variaciones de la presión dinámica del viento solar por NASA (<http://cdaweb.gsfc.nasa.gov/>). De entre los primeros sólo han sido considerados aquellos para los cuales existen datos de viento solar en las proximidades de la tierra, de modo que el inicio entre el incremento de la presión del viento solar (citado como Flow Pressure por NASA) y el sc sea menor que 15 minutos; se requirió además que el valor final de la presión supere

los 5 nPa. Se han considerado sólo aquellas variaciones de presión cuyo incremento es súbito y el valor alcanzado se mantiene por unos minutos (un pulso único: sc1 a sc12), o, si bien decrece después del primer minuto, rápidamente recupera este valor (doble pulso: sc13 a sc16). Los 17 sc considerados se indican en la Tabla 2, junto con características del viento solar. Entre ellos Bz(IMF) es positivo o nulo, excepto para sc4 (Bz(IMF) = -8 nT) y sc7 y sc7*(Bz(IMF) \approx -6 nT; los sc7 y 7* son sucesivos y no se consideran independientes). En las tablas 3-1 a 3-17 se muestra las amplitudes (dBi) del vector variación geomagnética registrada a partir del último minuto no alcanzado por la compresión (Xo, Yo, Zo), de modo que

$$dXi = Xi - Xo, \quad dYi = Yi - Yo, \quad dZi = Zi - Zo \quad \text{y} \quad dBi^2 = dXi^2 + dYi^2 + dZi^2.$$

Tabla 2: súbitos crecimientos (sc) seleccionados entre los declarados por el SIIG (como ssc) y asociados con un brusco incremento de presión del viento solar (dFl) si los inicios difieren en menos que 15 minutos; o detectados por un brusco incremento de la presión del viento solar (dFl); el valor final de la presión (Fl.f) alcanzado debe ser mayor que 5 nPa; hay 2 subconjuntos separados: de 1 pulso (sc1,...sc12), o dos pulsos (sc13...sc16). Las columnas indican: el número asignado para su identificación en este trabajo, la fecha y hora de inicio (TU) según se observa en los boletines del SIIG y/o la hora que en este trabajo se considera como inicio (entre paréntesis), la hora de inicio (TU) de la variación del flujo de presión del viento solar, el valor inicial y final (en nPa), la duración del incremento (en min), la velocidad inicial y final del viento solar en la dirección sol-tierra (v_x (IMF), en km/seg) y la duración de este incremento (en min), y la velocidad inicial y final este-oeste del viento solar (v_y (IMF), en km/seg).

No.	Fecha	h.in.sc	h.in.Fl	Fl. nPa	dt min	v_x (IMF) km/s	dt min	v_y (IMF) km/s
sc1	4-9-06	0:20 (0:19)	0:20	3→14	1	-410→-445	1	-10→-30
sc2	11-9-05	1:14	1:17	4→22	2	-760→-1030	2	-50→-150
sc3	24-8-05	6:13	6:09	3→13	1	-460→-545	1	-35→-40
sc4	4-11-03	6:25	6:24	3→15	1	-530→-750	1	\approx 60
sc5	15-9-05	9:04 (9:03)	8:55	1→11	2	-520→-580	2	-20→-60
sc6	9-1-05	10:41 (10:40)	10:38	3→10	2	\approx -450	1	\approx -16
sc7	7-1-05	(14:09)	14:05	4→6	1	\approx -545	1	-20→0
sc7*	7-1-05	(14:53)	14:53	4→8	1	\approx -545	1	\approx -7
sc8	2-9-05	14:19	14:18	3→6	1	-445→-520	1	-42→-75
sc9	18-12-06	16:36	16:35	2→9	2	-448→-436	2	10→-35
sc10	16-6-05	(17:35)	17:35	3→10	4	-620→-640	2	55→15
sc11	7-11-04	18:27	18:27	6→23	3	-490→-660	1	40→0
sc12	21-1-05	(18:44)	18:44	20→65	2	-920→-900	2	120→70

sc13	15-11-03	5:50	5:54	3→10	1	-630→-720	1	-45→-65
sc14	6-5-05	13:07 (13:06)	13:08	2→6	1	-357→-379	1	-26→-35
sc15	9-9-05	14:01 (14:00)	13:59	3→21	1	-350→-480	1	-20→-85
sc16	9-11-04	(18:49)	18:56	8→26	1	-620→-750	1	-30→-55

Los valores en negrita en las Tablas 3 indican los valores considerados como máximos debidos a la compresión súbita. No se ha realizado ninguna corrección por variación diurna dado los pocos minutos considerados.

Tabla 3-1. módulo del vector variación geomagnética respecto de los valores de cada componente (dB_i) a las 0:19 TU del 4 de setiembre de 2006 (sc1), para los 6 primeros minutos: el intervalo previo es tranquilo; la segunda columna indica el intervalo horario en tiempo local (TL) en que se produce la compresión: el valor en negrita destaca el primer máximo alcanzado. VSS registra la mayor amplitud; excepto VSS, KOU, en la pre-medianoche, registra la mayor amplitud.

Obs.	TL (sc1)	dB_1	dB_2	dB_3	dB_4	dB_5	dB_6
VSS	[21,22]	3	11	19	24	26	25
KDU	[9,10]	4	8	12	14	16	17
KOU	[20,21]	2	8	14	20	22	22

Tabla 3-2. ídem para la 1:13 TU del 11 de setiembre de 2005 (sc2): el intervalo previo es perturbado. Los observatorios ubicados entre la tarde y la medianoche (VSS y KOU) registran mayor amplitud que el ubicado entre el amanecer y el mediodía; VSS registra la mayor amplitud; excepto VSS, KOU, en la pre-medianoche, registra la mayor amplitud.

Obs.	TL(sc2)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_{16}
VSS	[22,23]	11	74	77	71	76	73
KDU	[10,11]	18	8	18	20	19	23
KOU	[21,22]	11	63	65	60	64	64

Tabla 3-3. ídem para las 6:13 TU del 24 de agosto de 2005 (sc3); el intervalo previo es tranquilo. VSS (en la pos-medianoche, en invierno) registra la misma amplitud que KDU (de día, en invierno). KOU en la pos-medianoche registra la menor amplitud.

Obs.	TL(sc3)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[3,4]	4	18	25	30	29	29
KDU	[15,16]	2	19	27	31	31	32
KOU	[2,3]	3	14	21	25	26	26

Tabla 3-4. ídem para las 6:25 TU del 4 de noviembre de 2003 (sc4); el intervalo previo es tranquilo. KOU, después de la medianoche, registra la menor amplitud.

Obs.	TL(sc4)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[3,4]	4	41	53	52	50	48
KDU	[15,16]	3	44	64	67	67	62
KOU	[2,3]	2	6	35	43	42	42

Tabla 3-5. ídem para las 9:03 TU del 15 de setiembre de 2005 (sc5); el intervalo previo es algo perturbado. La compresión sucede próxima al equinoccio, los observatorios ubicados a la mañana o a la tarde alcanzan una amplitud similar.

Obs.	TL(sc5)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[6,7]	2	14	22	23	20	16
KDU	[17,18]	1	12	21	22	18	13
KOU	[5,6]	2	12	19	20	18	17

Tabla 3-6. ídem para las 10:40 TU del 9 de enero de 2005 (sc6); el intervalo previo es tranquilo. La compresión sucede próxima al solsticio de diciembre (verano austral). VSS registra la mayor amplitud.

Obs.	TL(sc6)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[7,8]	3	8	13	22	29	31
KDU	[19,20]	3	8	13	18	22	22
KOU	[7,8]	1	6	11	16	19	21

Tabla 3-7. ídem para las 14:09 TU del 7 de enero de 2005 (sc7); el intervalo previo es tranquilo. La compresión sucede próxima al solsticio del verano austral; en los observatorios australes (VSS y KDU) la amplitud registrada es mayor en el boreal; la compresión es mínima ($\Delta F_l = 2$ nPa). VSS registra la mayor amplitud.

Obs.	TL(sc7)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[11,12]	6	11	13	12	13	11
KDU	[23,24]	3	5	7	7	7	8
KOU	[10,11]	3	6	5	4	5	4

Tabla 3-7*. ídem para las 14:53 TU del 7 de enero de 2005 (sc7*); el intervalo previo es perturbado. La compresión sucede próxima al solsticio del verano austral; las amplitudes registradas en los observatorios australes (VSS y KDU) son mayores que la del boreal. VSS registra la mayor amplitud; excepto VSS, KDU, en la pre-medianoche, registra la mayor amplitud.

Obs.	TL(sc7*)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
------	----------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

VSS	[11,12]	7	17	23	27	27	22
KDU	[23,24]	3	9	15	20	20	19
KOU	[11,12]	6	11	13	13	13	13

Tabla 3-8. ídem para las 14:19 TU del 2 de setiembre de 2005 (sc8); el intervalo previo es algo perturbado. La compresión sucede próxima al equinoccio; VSS registra la mayor amplitud; excepto VSS, KOU, en la pre-medianoche, registra la mayor amplitud.

Obs.	TL(sc8)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[11,12]	7	7	15	22	27	31
KDU	[23,24]	3	10	16	20	23	23
KOU	[10,11]	6	7	13	18	20	23

Tabla 3-9. ídem para las 16:36 TU del 18 de diciembre de 2006 (sc9); el intervalo previo es tranquilo. VSS registra la mayor amplitud.

Obs.	TL(sc9)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6	ΔB_7
VSS	[13,14]	2	5	8	17	28	35	37
KDU	[1,2]	0	2	5	10	17	23	24
KOU	[13,14]	1	4	6	13	18	20	21

Tabla 3-10. ídem para las 17:35 TU del 16 de junio de 2005 (sc10); el intervalo previo es algo perturbado. VSS registra la mayor amplitud; KDU, en la pos-medianoche, registra la menor amplitud.

Obs.	TL(sc10)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6	ΔB_7
VSS	[14,15]	2	3	8	19	26	33	32
KDU	[2,3]	1	1	4	9	15	20	21
KOU	[14,15]	2	2	7	19	25	30	30

Tabla 3-11. ídem para las 18:27 TU del 7 de noviembre de 2004 (sc11); el intervalo previo es algo perturbado. La compresión sucede entre el equinoccio y el solsticio de verano austral. VSS registra la mayor amplitud; KDU, en la pos-medianoche, registra la menor amplitud.

Obs.	TL(sc11)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[15,16]	36	79	61	77	69	65
KDU	[3,4]	23	42	45	46	44	45
KOU	[14,15]	36	47	34	54	48	49

Tabla 3- 12. ídem para las 18:27 TU del 7 de noviembre de 2004 (sc11); el intervalo previo es algo perturbado. La compresión sucede entre el equinoccio y el solsticio de verano austral. VSS registra la mayor amplitud; KDU, en la pos-medianoche, registra la menor amplitud.

Obs.	TL(sc12)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[15,16]	10	38	76	92	96	94
KDU	[3,4]	7	14	39	51	53	46
KOU	[15,16]	4	43	71	76	77	69

Tabla 3-13. ídem para las 5:50 TU del 15 de noviembre de 2003 (sc13); el intervalo previo es algo perturbado. La compresión sucede entre el equinoccio y el solsticio de verano austral. VSS registra la mayor amplitud; KOU, en la pos-medianoche, registra la menor amplitud.

Obs.	TL(sc13)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[2,3]	6	27	39	36	32	34
KDU	[14,15]	7	21	31	33	33	32
KOU	[2,3]	1	4	18	26	25	23

Tabla 3-14. ídem para las 13:06 TU del 6 de mayo de 2005 (sc14); el intervalo previo es tranquilo. La compresión sucede entre el equinoccio y el solsticio de invierno austral. VSS registra la mayor amplitud. KDU en la pre-medianoche registra la menor amplitud

Obs.	TL(sc14)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[10,11]	1	7	11	14	18	20
KDU	[21,22]	1	2	5	8	10	10
KOU	[9,10]	2	6	10	13	16	17

Tabla 3-15. ídem para las 14:00 TU del 9 de setiembre de 2005(sc15); el intervalo previo es tranquilo. VSS registra la mayor amplitud.

Obs.	TL(sc15)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[11,12]	9	26	48	61	62	60
KDU	[22,23]	2	23	42	51	50	48
KOU	[9,10]	8	23	44	50	49	47

Tabla 3-16. ídem para las 18:49 TU del 9 de noviembre de 2004 (sc16); el intervalo previo es perturbado. VSS registra la mayor amplitud. KDU en la pos-medianoche sólo registra la menor amplitud en el primer minuto del sc.

Obs.	TL(sc16)	ΔB_1	ΔB_2	ΔB_3	ΔB_4	ΔB_5	ΔB_6
VSS	[15,16]	46	75	62	57	56	54
KDU	[3,4]	19	52	48	40	38	39
KOU	[15,16]	43	48	37	40	41	41

En la Figura 1a) se han graficado, para el intervalo [0,1] TU, variaciones del viento solar (V_x , V_y y de presión, comparar con Tabla 2) correspondientes a sc1, y en la Figura 1b) los valores de dBi calculados para los observatorios VSS, KDU y KOU (Tabla 3-1); se observa que el intervalo previo es geomagnéticamente tranquilo; en estos casos el error de dBi ≈ 1 nT; los observatorios VSS y KOU se encuentran entre el atardecer y la medianoche, KDU a la mañana; VSS registra la mayor amplitud.

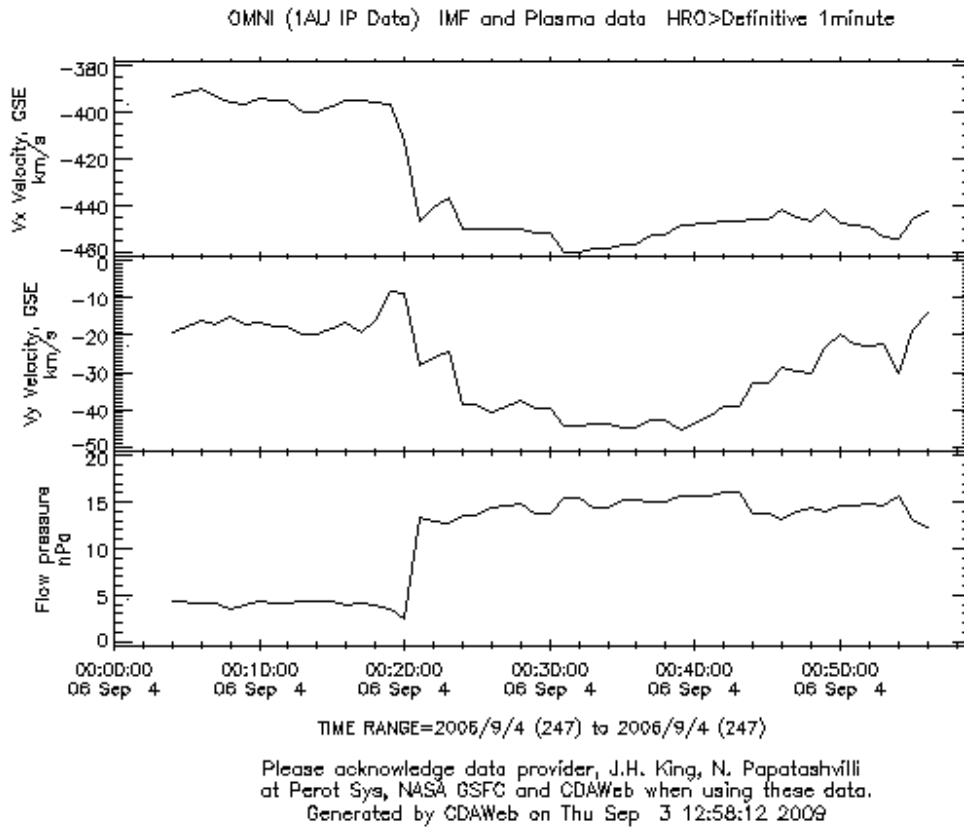


Figura 1. a) componentes de la velocidad en la dirección tierra-sol (V_x) y este-oeste (V_y), y flujo de presión del viento solar en [0,1] TU del 4 de setiembre de 2006,

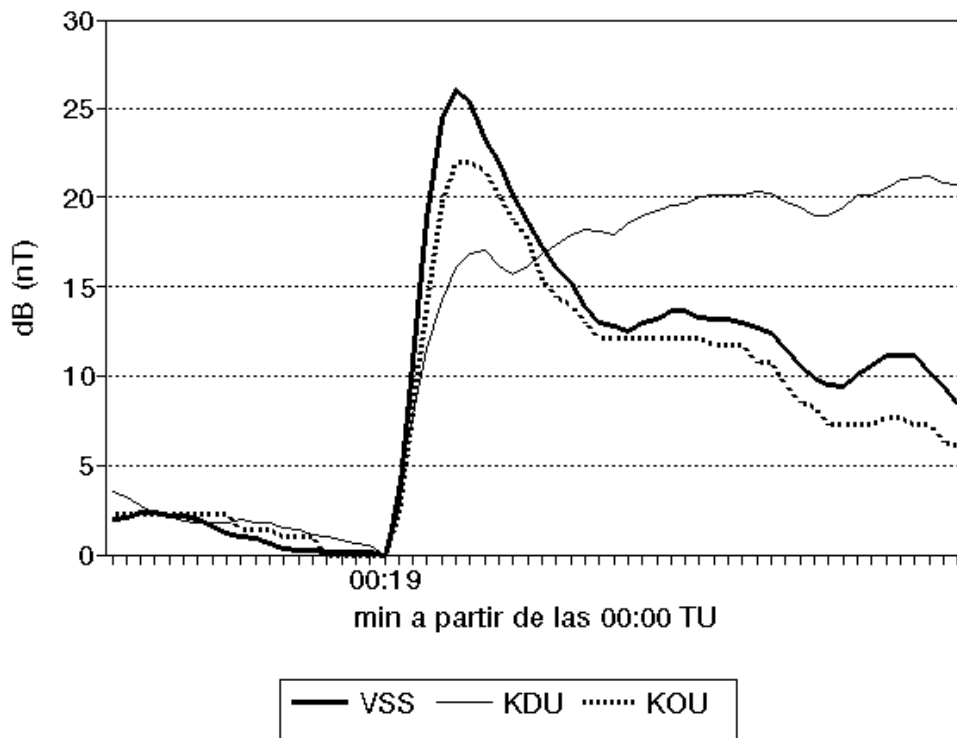


Figura 1. b) variación geomagnética dB en [0,1) TU del 4 de setiembre de 2006. La mayor amplitud corresponde a VSS en [21,22) TL.

En la Figura 2 se han graficado los máximos alcanzados por dB (Máx.dB, en nT, en negrita en las Tablas 3) en cada observatorio en función de la variación del flujo de presión de viento solar (dFl, en nPa). Puede observarse una dependencia entre ellos, que se aproxima a la esperada: $\text{dB} \approx a (\text{dFl})^{1/2}$. Además puede suponerse que depende de la variación de velocidad del viento solar en la dirección perpendicular a la magnetopausa (como sucede con la corriente de Chapman Ferraro), de la hora del día y la estación del año. Puede observarse que los valores máximos de dB corresponden a VSS, excepto para sc4.

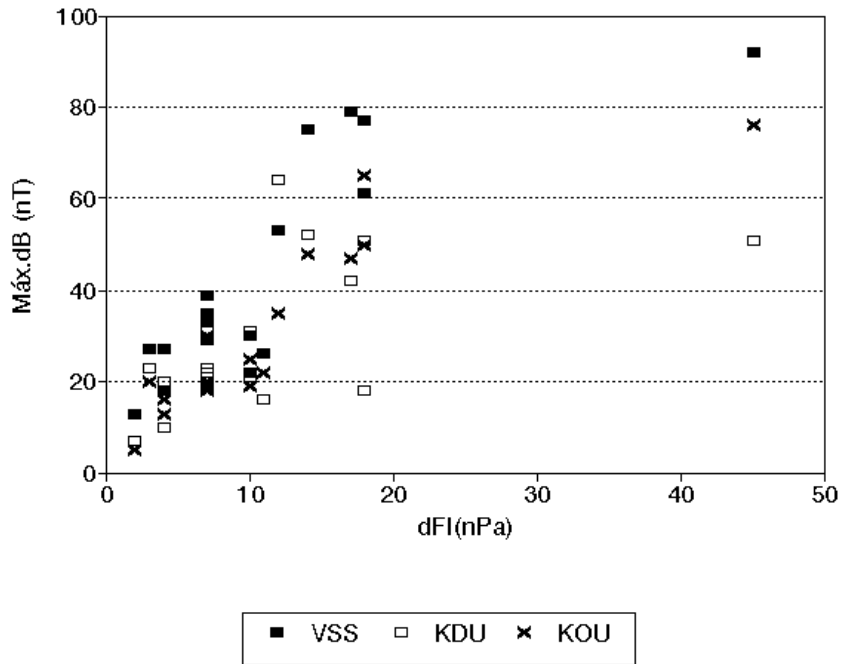


Figura 2. máximos de dBi (nT) en cada observatorio correspondientes a los 17 sc considerados (tomados de las Tablas 3-1 a 3-17), en función de dFI (nPa) calculado a partir de los valores inicial y final del flujo (tomados de la Tabla2).En orden creciente de dFI los MáxdB graficados son sucesivamente: sc7, 8, 14, 7*, 13, 6, 9, 10, 3, 5, 1, 4, 16, 11, 2, 15, 12.

En la Figura 3 se ha graficado la máxima variación del sc normalizada (Máx.dB, en negrita en las Tablas 3) según la intensidad de la presión del viento solar (dFI, en Tabla 2) que lo produce:

$$dBn = \text{Máx.dB}/(dFI)^{1/2}$$

para cada observatorio, según la hora (TU) en que se produce. De esta forma se busca independizar la intensidad alcanzada por el sc de la intensidad de la presión, indicando la eficiencia en la compresión en el súbito crecimiento de la variación geomagnética.

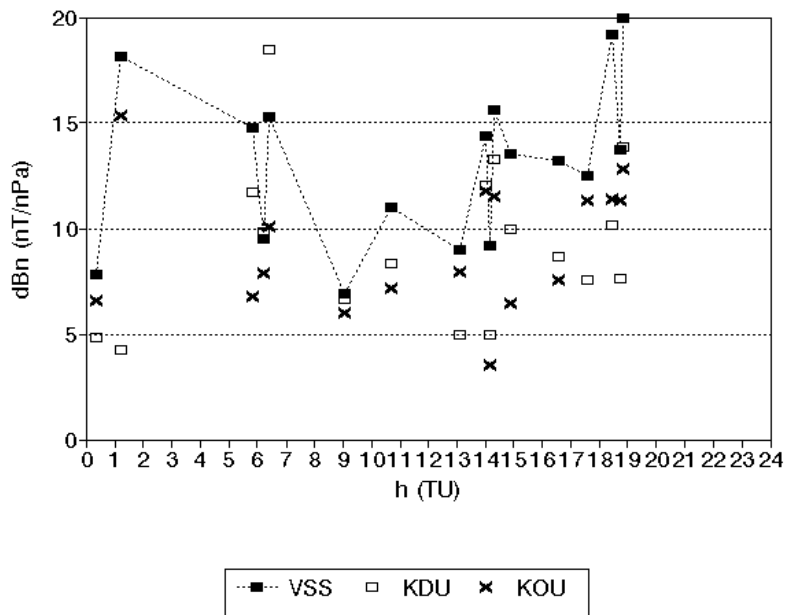


Figura 3. máxima variación del sc normalizada (dBn), en función del tiempo universal, la sucesión está ordenada como: sc1, sc2, sc13, sc3, sc4, sc5, sc6, sc14, sc15, sc7, sc8, sc7*, sc9, sc10, sc11, sc12 y sc16. Puede observarse que el MáxdBn corresponde a VSS, excepto para sc3 (antes del amanecer, en invierno) y sc4 (antes del amanecer)

En la Fig.4 se han graficado $r(VSS/KOU) = dBn(VSS)/dBn(KOU)$ en función del día del año; resulta siempre mayor que 1, pero próximo a 1 (mínimo) en el invierno del sur y máximo en días de verano austral.

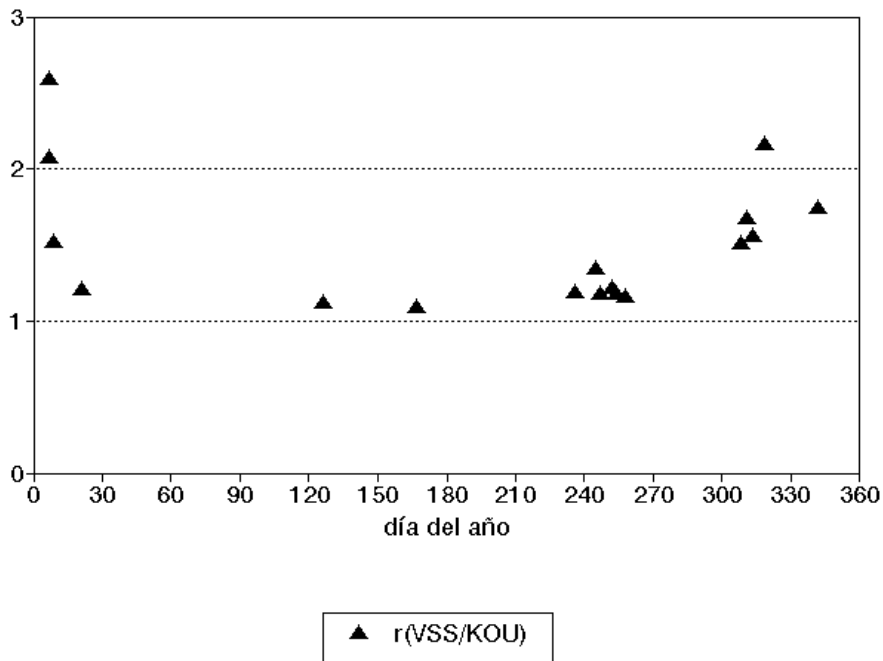


Figura 4. razón $r(VSS/KOU) = dBn(VSS)/dBn(KOU)$ (observatorios de longitud semejante), en función del día del año (contados de 1 a 365). La sucesión es: sc7, sc7*, sc6, sc12, sc14, sc10, sc3, sc8, sc1, sc15, sc2, sc5, sc4, sc11, sc16, sc13 y sc9. Nótese que $r(VSS/KOU) > 1$, es decir que la amplitud dBn en VSS (en la SAMA) supera siempre la de KOU, pero esta razón se incrementa en los meses correspondientes al verano (para los sc 13, 7 y 7* $r(VSS/KOU) > 2$).

En la Fig.5 se ha graficado la máxima amplitud normalizada por intensidad de presión del viento solar (dBn) para cada observatorio en función de la aceleración media del viento solar en la dirección sol-tierra (dV_x/dt).

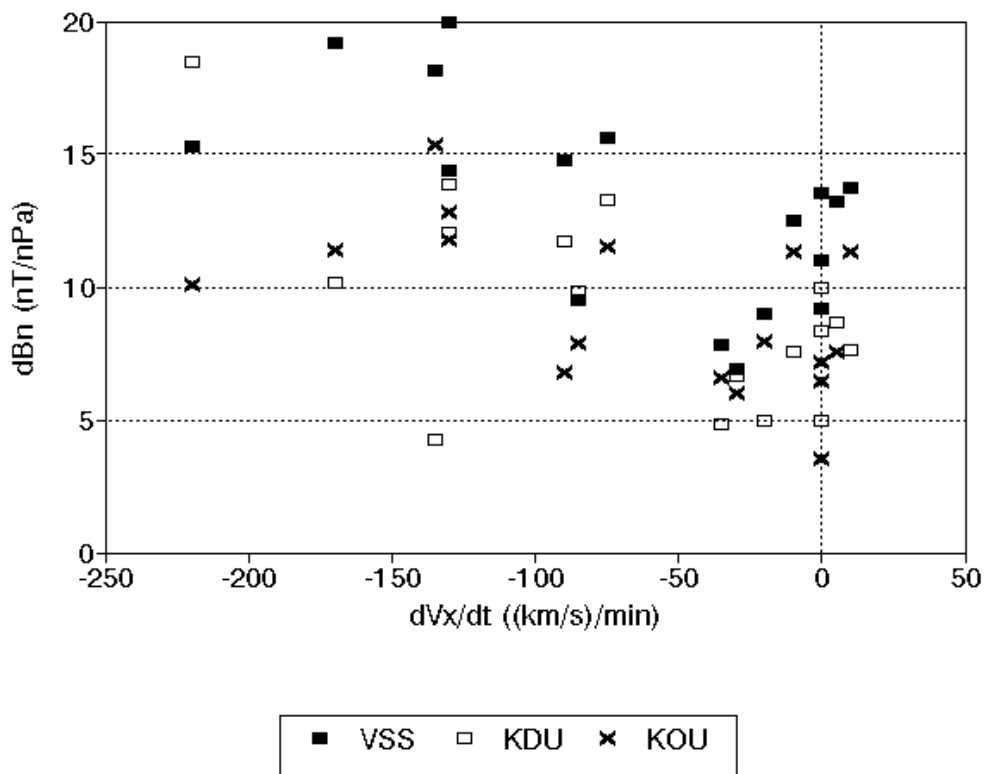


Figura 5. amplitud normalizada por intensidad de variación de flujo (dB_n) para cada observatorio en función de la variación de la aceleración media del viento solar en la dirección sol-tierra. Los sc, por orden creciente de aceleración son: sc4, sc11, sc2, sc16, sc15, sc13, sc3, sc8, sc1, sc5, sc14, sc10, sc6, sc7, sc7*, sc9, sc12. Los sc11 y sc16 (en noviembre, después de mediodía y con $dV_x < 0$) presentan los dB_n más grandes. sc4 muestra mayor amplitud normalizada (dB_n) en KDU que es un observatorio que se encuentran del lado diurno.

DISCUSIÓN

i) de la Figura 2 y de la Tabla 3 se desprende que la intensidad de variación de campo magnético resultante de una compresión depende de la intensidad de la variación del flujo de presión de viento solar sobre la magnetosfera;

ii) de la Figura 3 se desprende que, los observatorios registran mínimos de dB_n después de medianoche y antes del amanecer, y máximos de dB_n antes de la medianoche, aunque ello no es notable en VSS. Los valores de dB_n son máximos para VSS, excepto para sc4 para el que $dB_n(KDU) > dB_n(VSS)$ (VSS en [3, 4] TL y con intenso decremento de $V_y < 0$). En sc2, en setiembre, $dB_n(VSS) \gg dB_n(KDU)$, cuando VSS se encuentra antes de la medianoche y KDU antes de mediodía, debido a la fuerte variación de $V_y \ll 0$. En todos los casos $dB_n(VSS) > dB_n(KOU)$. En [3, 4] TU es medianoche en KOU; puede observarse que antes de la medianoche $dB_n(KOU) > dB_n(KDU)$ y después de la medianoche (en [4, 7] TU) la relación se invierte. Análogamente, en [15, 16] TU es medianoche en KDU, antes de la medianoche $dB_n(KDU) > dB_n(KOU)$, mientras que después de la medianoche la relación se invierte.

iii) de la Figura 4 se desprende que $dB_n(VSS)$ (en la SAMA) supera siempre a $dB_n(KOU)$, pero esta razón se incrementa en los meses del verano austral.

iv) en la Figura 5 se comparan tres sc que suceden en el después de mediodía: sc12 (enero, $dF_l = 45$ nPa, $dB(VSS) = 92$ nT, $dV_x/dt = 10$ (km/s)/min) con $dB_n(VSS) = 14$ nT/nPa; sc11 (noviembre, $dF_l = 17$ nPa, $dB(VSS) = 79$ nT, $dV_x/dt = -170$ (km/s)/min) con $dB_n(VSS) = 19$ nT/nPa; y sc16 (noviembre, $dF_l = 14$ nPa, $dB(VSS) = 75$ nT, $dV_x/dt = -130$ (km/s)/min) con $dB(VSS) = 20$ nT/nPa. Los 2 últimos son comparables; sc12 presenta en VSS la menor amplitud de dB_n debido, posiblemente, a la mínima

variación de la velocidad del viento solar (V_x). Si se comparan análogamente $sc1$ y $sc2$ la diferencia puede asignarse también a la diferencia de velocidad del viento solar.

v) no se observan en estos casos estudiados una dependencia del sentido de B_z (IMF), ni del grado de perturbación previo de la magnetosfera

vi) no hay una relación evidente entre el tiempo en que se produce la variación de presión del viento solar y el tiempo que demora el sc en alcanzar el Máx.dB

CONCLUSIONES

Una compresión magnetosférica registrada por observatorios en bajas latitudes entre la medianoche y el amanecer ([3, 4] TL), da lugar al decremento de las amplitudes de los súbitos crecimientos de las variaciones geomagnéticas (dBn). Sin embargo, en la SAMA, tal relación no se observa claramente. Entre los observatorios considerados, equivalentes en latitud o inclinación, i) VSS nunca tiene la variación mínima debida al comienzo súbito; ii) VSS en general alcanza la máxima amplitud de sc , excepto entre la medianoche y el amanecer, cuando suelen registrarse las mínimas amplitudes normalizadas dBn.

Excluyendo VSS, i) los observatorios suelen alcanzar valores máximos de dBn en la pre-medianoche ($sc1$, $sc2$, $sc7^*$, $sc8$); ii) los mínimos en la pos-medianoche ($sc3$, $sc4$, $sc10$, $sc11$, $sc12$, $sc13$). Por otra parte, $sc14$ muestra el mínimo en KDU en [21, 22] TL (mayo), $sc15$ no muestra un máximo en KDU en [22, 23] TL (setiembre), y $sc16$ registra un mínimo dB(KDU) en [3,4]TL (noviembre) sólo en el primer minuto; estas 3 excepciones corresponden a compresiones de 2 pulsos pero de ello no puede inferirse que existe un comportamiento diferente si el sc es el resultado de 1 o 2 pulsos de compresión magnetosférica. Parece apreciarse para los sc una asimetría en la variación diaria similar a la hallada durante la fase de expansión de subtormentas en las tormentas magnéticas: pérdida de partículas plasmasféricas (e ionosféricas) en la pos-medianoche e incremento antes de la medianoche.

La amplitud de los sc dependen de diferentes factores: de la presión y la variación de velocidad del viento solar, de la época del año, la hora local, y posiblemente el estado previo de la magnetosfera; sin embargo la amplitud de los sc registrados en VSS (en la SAMA) suele ser en general superior a la de observatorios equivalentes a él por latitud geomagnética o inclinación. Ello pone en evidencia que la respuesta del campo magnético de la tierra a la compresión del viento solar está también sujeta a procesos que ocurren en el interior de la tierra.

Agradecimientos. La autora agradece al Centro de Datos Geomagnéticos de Kyoto (Japón), al Goddard Space Flight Center de NASA (EEUU) y al Service International des indices géomagnétiques (Francia); al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, y al Dto. de Cs Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires (Argentina).

REFERENCIAS

- Bloxham J., D.Gubbins and A.Jackson, 1989. Geomagnetic Secular Variation. Phil. Trans. of the Roy. Soc. of London, series A, Mathemat. And Phys. Sc., 39 (1606): 415-502.
- Dabas R.S., Lakha Sing, S.C.Garg, Rupesh M.Das, K.Sharma, V.K.Vohra, 2006. Growth and decay of a post-sunset equatorial anomaly at low latitudes: Control of ExB , neutral winds and daytime electrojet strength. Jour. Atmosph. Solar Terr. Phys., 68: 1622-1632.
- Dessler A.J., 1969. Effect of magnetic anomaly on particle radiation trapped in geomagnetic field. Jour.Geoph.Res., 64: 713-719.
- Duncan R.A., 1960. The equatorial F-region of the ionosphere. Jour. Atmos.Terr. Phys., 18: 89-100.
- Grigoryan O.R., V.V.Romashova and A.N.Petrov; 2008. SAA drift: Experimental results. Advances in space Research, 41: 76-80.
- Gubbins D. y S.J.Gibbons, 2004. Low Pacific secular variation, en Timescales of the paleomagnetic field, ed. por J.E.T.Channell, D.V.Kent, W.Lowrie y G.G.Meert. Geoph.Monog. Series, 145, 279-286.
- Ogilvie K.W., L.F.Burlaga, T.D.Wilkinson, 1968. Plasma observations on explorer 34. Jour. Geoph. Res., 73: 6809-6815.
- Parks, G.K., 1998. Physics of space plasma, an introduction. Addison-Wesley Publishing Co., USA. pp 538.

- Pinto jr, O. and W.D.González, 1989. South Atlantic magnetic anomaly – SAMA; for how long?, EOS 70 (January 10).
- Roederer J.G., 1970. Dynamics of geomagnetically trapped radiation. Springer-Verlag, New York.
- Roederer J.G., 1972. Geomagnetic field distortions and their effects on radiation belt particles. Rev.Geoph., 10: 599-630.
- Sastri J.H., K.Yumoto, J.V.S.V.Rao and R.Rubbiah, 2006. On the nature of response of dayside equatorial geomagnetic H-field to sudden magnetospheric compressions. Jour. Atmosph. Solar Terr. Phys. ,69: 1642-1652.
- Siscoe G.L., V.Formisano, A.J.Lazarus, 1968. A calibration of the magnetopause. Jour. Geoph.Res., 73: 4869-4875.
- Su Y.Z., G.J.Bailey, K.I.Oyama, N.Balan, 1997. A modeling study of the longitudinal variations in the north-south asymmetries of the ionospheric equatorial anomaly. Jour. Atmos.Solar Terres.Phys., 59 (11): 1299-1310.
- Trivedi N.B., B.M.Pahan, N.J.Schuch, M.Barreto and L.G.Dutra, 2005a. Geomagnetic phenomena in the South Atlantic anomaly region in Brazil. Advances in Space Research, 36: 2021-2024.
- Trivedi N.B., M.A.Abdu, B.M.Pathan, S.L.G.Dutra, N.J.Schuch, J.C.Santos and L.M.Barreto, 2005b. Journal of Atmosph. and Solar Terr. Phy., 67: 1751-1760.
- Van Zele M.A., 2006. La asimetría de las variaciones geomagnéticas de tormenta registradas en latitudes bajas y medias. GEOACTA, 31: 141-152.

OPTIMIZACION DE UNA TECNICA PARA LA DETECCIÓN DE PATOLOGÍAS VIRALES EN *Pleoticus muelleri* (BATE, 1988) EN EL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA, ARGENTINA

Ana M. Roccamo^{1,3}, *Patricia M. Cervellini*^{3*}, *M. Cintia Piccolo*^{2,3} y *Francisco J. Barrantes*^{1,3}

¹CONICET - Instituto de Investigaciones Bioquímicas de Bahía Blanca

²CONICET- Instituto Argentino de Oceanografía, ³Universidad Nacional del Sur
aroccamo@criba.edu.ar, pcervell@uns.edu.ar

RESUMEN

La comercialización de animales acuáticos requiere la implementación de controles sanitarios para la detección de virus patógenos estipulados por la Organización Mundial para la Salud Animal (OIE). De acuerdo con sus normas, y específicamente en lo que se refiere la comercialización de crustáceos, la OIE determina como enfermedades de declaración obligatoria, entre otras, a las denominadas: virus del síndrome de la mancha blanca (WSSV), virus de la cabeza amarilla (YHV) y el virus del síndrome de Taura (TSV), las cuales son altamente peligrosas. El objetivo de este estudio fue determinar la presencia o ausencia de estas virosis en poblaciones de langostinos silvestres (*Pleoticus muelleri*) en el estuario de Bahía Blanca, aplicando metodologías bioquímicas, de biología molecular y genéticas. Los resultados demuestran que se ha logrado optimizar la metodología para la extracción y purificación de ADN y ARN de tejido y hemolinfa de langostinos y el correcto manejo en la captura, acondicionamiento y transporte de los animales al laboratorio. Los ensayos fueron debidamente convalidados por reacciones de control negativas y positivas. En las muestras estudiadas de *Pleoticus muelleri* se descarta la presencia de estas tres enfermedades virales. Esta metodología permite no sólo realizar una detección temprana y un diagnóstico de las tres patologías virales sino también establecer y asegurar un *status* libre de infección con el consiguiente beneficio sanitario para la región.

Palabras Clave: virus, *Pleoticus muelleri*, WSSV, TSV, YHV

ABSTRACT

Trade in aquatic animals calls for the implementation of controls for the detection of pathogenic viruses in line with the regulations of the OIE, the World Organization for Animal Health. In relation specifically to trade in crustaceans, the OIE identifies the following diseases: White Spot syndrome virus disease (WSSV); Yellow Head Virus disease (YHV); and Taura syndrome virus disease (TSV), all of which are highly dangerous. The purpose of this study was to determine whether these viruses occur in wild populations of *Pleoticus muelleri* in Bahía Blanca estuary, Argentina, using biochemical, molecular biology and genetics methods. The results show that the methods used for DNA and RNA extraction and purification from the tissue and hemolymph of these crustaceans, and the techniques for their capture, packaging and transportation to the laboratory have been optimized. Tests were properly validated by negative and positive controls. None of the named diseases were found in the wild populations of *Pleoticus muelleri*. The methodology followed in the present research not only enables early detection and diagnosis of the three viral pathologies but also ensures an infection-free status with the concomitant health benefits for the region.

Key words: virus, *Pleoticus muelleri*, WSSV, TSV, YHV

INTRODUCCIÓN

La camaronicultura en América Latina ha sido una de las actividades económicas de mayor crecimiento productivo y económico durante los últimos 15 años. Esta actividad ha pasado por diversas dificultades de tipo sanitario y ecológico. Países como Ecuador, Méjico y Brasil han logrado niveles de desarrollo sobresalientes y presentan importantes posibilidades de incrementar su potencial productivo. Se destacan, en particular, Méjico y Brasil donde existen enormes extensiones susceptibles de ser dedicadas a esta actividad. Otros países como Colombia, Venezuela y Perú que también tienen un gran potencial, están incursionando en este rubro y avanzando rápidamente. Este es el caso de Argentina, país en el que existen especies excelentes para el desarrollo de esta actividad a pesar de estar actualmente en una etapa incipiente (Fenucci et al., 2002, Martínez et al., 2008) *Pleoticus muelleri* Bate es uno de los crustáceos decápodos más explotados comercialmente en toda la costa del Mar Argentino y sobre el cual se están llevando a cabo estudios con miras a su utilización en acuicultura (Martorelli, 2002; Harán et al., 2004, Mallo y Fenucci, 2004).

Este camarón es de hábitos bentónico demersales, vive aproximadamente dos años y se distribuye desde los 23°00' S (Río de Janeiro, Brasil) hasta el norte de la Patagonia 42°45' S (Boschi, 1997). Se pesca de junio a marzo en el litoral patagónico y en la costa de la provincia de Buenos Aires. La zona más importante de pesca se halla en las aguas del Golfo San Jorge (provincia de Santa Cruz). Las capturas máximas permisibles alcanzan 15000 tn y están reguladas por el Instituto Nacional de investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP) y el Ministerio de Asuntos Agrarios perteneciente a la provincia de Buenos Aires. Las enfermedades virales han impactado severamente en la industria camaronera del mundo, causando pérdidas significativas en su producción (Lightner, 1999, Bayot et al., 2008). En 1996 se reportaron 20 enfermedades virales que infectan a especies de camarones silvestres o de cultivos (Lightner, 1996). En el continente americano los principales virus que han sido identificados en las poblaciones de camarones son: el síndrome de Taura (TSV), el virus de la necrosis infecciosa hipodérmica y hematopoyética (IHHNV), de la mancha blanca (WSSV) y el virus de la cabeza amarilla (YHV) (Bonami et al., 1997, Chapman et al., 2004, Mc Clennen, 2004, Lotz et al., 2005, Boada, et al., 2008, Hasson et al., 2009, Lotz et al., 2005, Martorelli et al., 2010).

El interés en la comercialización de animales acuáticos motiva la implementación y desarrollo de controles sanitarios requeridos obligatoriamente por la Organización Mundial de Sanidad Animal (OIE, 2008). Esta entidad elabora y establece las normas aplicables al comercio internacional de animales vivos, acuáticos o terrestres y sus productos. De acuerdo con estas normas, específicamente, en lo que se refiere a la comercialización de crustáceos, la organización determina como enfermedades de declaración obligatoria, entre otras, a las denominadas: virus del síndrome de la mancha blanca (WSSV), virus del síndrome de Taura (TSV) y el virus de la cabeza amarilla (YHV) (OIE, 2008). Estas enfermedades de naturaleza viral son consideradas por la OIE como enfermedades patógenas extremadamente peligrosas que impiden su comercialización e ingesta. Para el diagnóstico se utilizan diferentes técnicas, las más usadas son hibridación *in situ*, anticuerpos monoclonales y de biología molecular como la reacción de la polimerasa en cadena (PCR). Las técnicas de biología molecular son las de mayor especificidad y sensibilidad y aunque requieren una infraestructura más compleja para su implementación se las prefiere a los métodos tradicionales. Existen numerosos estudios en la literatura que reportan sobre el uso de técnicas para detectar la presencia de virus en poblaciones de peneidos en cautiverio. Sin embargo, son muy escasos los trabajos en poblaciones silvestres (Boada, et al., 2008).

En el estuario de Bahía Blanca (FIG. 1) existe una importante comunidad pesquera artesanal y comercial, que desarrolla su actividad utilizando principalmente los puertos de Ingeniero White y Coronel Rosales. Una de las especies que se capturan es el langostino *Pleoticus muelleri* que ingresa en el mercado de consumo de las principales ciudades de Argentina como Buenos Aires y Mar del Plata. Es importante señalar que en nuestra región los desembarcos anuales de langostinos alcanzaron en los años 2006 y 2007 las cifras de 93,6 y 21,9 tn (SAGPyA, 2008). Si bien estas cifras son menores a la producción total del país, significan un aporte importante en la provincia de Buenos Aires. Para lograr una mejor comercialización y exportación de este recurso se requiere del relevamiento de las patologías virales determinadas por la OIE (2008) que permitan establecer y asegurar un *status* libre de infección en

la población de langostinos natural del estuario. Hasta el presente se ha reportado un solo trabajo sobre las enfermedades virales en crustáceos en el estuario de Bahía Blanca con técnicas realizadas en otros países (Martorelli et al., 2010). Por lo tanto, el objetivo de este trabajo fue optimizar una técnica de diagnóstico de estas enfermedades en esta especie en Argentina realizando el relevamiento de las tres patologías virales mencionadas anteriormente.

MATERIALES Y MÉTODOS

Obtención de la muestra

Las ejemplares de langostinos fueron recolectados en el estuario de Bahía Blanca ($38^{\circ} 40' S$; $62^{\circ} 25' W$) durante los meses de diciembre a junio del año 2007 con redes de pesca camaroneras a bordo de lanchas de 14 m de eslora. Las muestras se tomaron en dos zonas típicas de captura de langostino en el estuario de Bahía Blanca. Estas zonas son la zona externa del estuario y la denominada Riacho Azul (FIG. 1). Se capturó un total de 100 ejemplares adultos de un tamaño estimado en 30 mm considerando el largo del caparazón sin el rostro. Las muestras no presentaron ejemplares enfermos, moribundos o con lesiones externas características de las virosis mencionadas. Los animales, luego de ser capturados se colocaron individualmente en bolsas plásticas, correctamente identificadas y envueltas en papel absorbente para evitar pérdida de material. Inmediatamente, las muestras fueron colocadas en hielo para su posterior procesamiento. De no ser así, los animales llegados al laboratorio se colocaron en doble bolsa, se congelaron en hielo seco y se mantuvieron en congeladora de $-70^{\circ}C$.

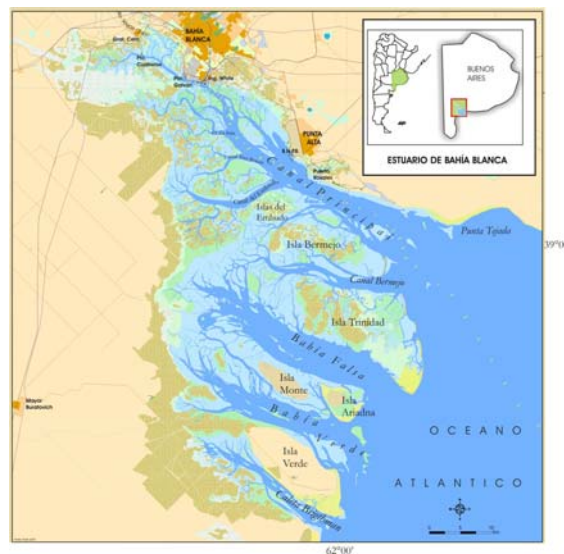


Figura 1. Localización del estuario de Bahía Blanca

Los controles positivos utilizados para la detección **WSSV** y **TSV** fueron adquiridos en el laboratorio del Dr. Donald V. Lightner (Texas Agricultural Experiment Station University of Arizona). El material genético adquirido consistió en dos entidades plasmídicas que contenían parte del genoma viral. El mismo fue ampliado y purificado para realizar los ensayos de PCR. El control positivo para la detección de **YHV** se obtuvo de pleópodos infectados originarios de Tailandia, enviados en etanol. Cada ejemplar fue procesado en el laboratorio para el aislamiento y purificación del ARN utilizado en los ensayos de RT-PCR. En éstas condiciones, además de su perfecto estado de conservación, todo el material recibido carece de capacidad infectiva para humanos o animales.

Obtención de ADN

Para la extracción de ADN de tejido, se emplearon ejemplares vivos, enfriados en hielo, congelados y/o preservados en alcohol. Una porción del tejido fue macerada con N₂ líquido hasta la obtención de un polvo fino, del cual se utilizaron 100 a 200 mg. A la muestra, colocada en un tubo de centrifuga se le agregó 600µl de *buffer* de lisis: 100 mM NaCl, 10 mM tris/Cl, pH8, 25mM EDTA, 0,5% de SLS (N-lauril sarcosinato de Na) ó 2% de SDS (dodecilsulfato de Na) y 0,5 mg/ml de proteinasa K. Se incubó a 65°C durante 1h y se agregaron inmediatamente 100µl de NaCl 5M y 70 µl de CTAB (bromuro de hexadeciltrimetil amonio) 10% / en 0,7M de NaCl. Luego de 10 minutos se agregó un volumen igual de cloroformo/alcohol isoamílico 24:1, mezclando suavemente. Se centrifugó a 13.000xg por 5 minutos y al sobrenadante se le agregó 1x volumen de fenol. La fase superior se recuperó en un tubo, se agregaron dos volúmenes de cloroformo/alcohol isoamílico 24:1 y en el sobrenadante el ADN fue precipitado por el agregado de 2 volúmenes de etanol absoluto en frío. El precipitado de ADN se lavó con etanol al 70% y luego de un período de secado se resuspendió en 100 µl de agua bidestilada estéril. El ADN obtenido se cuantificó por espectrofotometría a 260 nm y se evaluó la pureza por la relación 260 nm/280 nm.

Obtención de ARN

Para la extracción de ARN de hemolinfa se utilizaron animales descongelados en hielo. De cada ejemplar se extrajeron entre 50µl - 100 µl. La muestra fue colocada inmediatamente en tubo de centrifuga con 175 µl del *buffer* de lisis (kit "SV Total ARN Isolation System Promega"). El ARN se precipitó con etanol 95% y se purificó por medio de una columna de afinidad provista por la firma. Se eluyó con 100 µl de agua ultrapura libre de nucleasas y fue conservado a -70 °C hasta la realización de la reacción de RT-PCR. Para la obtención del ARN de tejido, se seccionó una porción del pleón de un ejemplar congelado. La muestra pulverizada (30mg) fue transferida a un tubo de centrifuga con 175 µl de *buffer* de lisis y beta-mercaptoetanol, diluida con 350µl de *buffer*, se incubó durante 3 minutos a 70°C. Luego de una centrifugación a 14000 xg el ARN se purificó por columna ("SV Total ARN Isolation System"). Se recuperó con un volumen de 100 µl de agua y se conservó a -70°C hasta su utilización en la reacción de RT-PCR.

Control del ADN de Crustáceos por PCR

Para evaluar el grado de pureza e integridad del ADN se realizó un ensayo de PCR con oligonucleótidos diseñados para tal fin. Se utilizaron 0,4µg de ADN en 100µl de mezcla de reacción: Tris/ClH, pH 8,8, 50 mM de ClK, 1,5 mM de Cl₂ Mg, 0,1% de Tritón X-100, 200 µM de cada dNTPs, 100 pmoles de cada cebador y 2 unidades de ADN polimerasa termoestable. Los cebadores:

143 F 5'-TGC CTT ATC AGC TNT CGA TTG TAG -3'

145 R 5'-TTC AGN TTT GCA ACC ATA CTT CCC-3'

son específicos para decápodos, producen un replicón de 848 bp y permiten verificar el estado de pureza e integridad del genoma aislado del crustáceo.

La reacción fue desarrollada según un programa de amplificación optimizado, con una concentración de MgCl₂ de 1.5 mM y una temperatura de hibridación de 53°C, por 40 ciclos. Luego de la reacción, la muestra fue mantenida a 4°C hasta la realización de la electroforesis en un gel de agarosa al 1%.

Reacción de PCR de tejido de langostinos para el diagnóstico del virus de la mancha blanca (WSSV)

Se determinaron las condiciones óptimas de la reacción con el control positivo y luego se ensayaron las muestras de ADN aislado y purificado de animales capturados en el estuario. Para la reacción de PCR se utilizaron dos juegos de cebadores (según el Código OIE 2008):

a) 146 F1 5' ACT ACT AAC TTC AGC CTA TCT AG 3'

146 R1 5' TAA TGC GGG TGT AAT GTT CTT ACG A 3'

b) 146 F2 5' GTA ACT GCC CCT TCC ATC TCC A 3'

146 R2 5' TAC GGC AGC TGC TGC ACC TTG T 3'

La reacción se realizó en dos etapas, en la primera se usó: 2 µl ADN plasmídico, diluido 1:700, 200µM de c/u de los dNTPs, 10µl de *buffer* 10X (10mM Tris/ClH, pH 8.8, 50mM ClK, 1.5 mM Cl2Mg, 0.1% de Tritón X100), 100 pmoles de cada cebador (a) y 2 unidades de ADN polimerasa estable en 100µl de volumen final. La reacción fue programada en un ciclador térmico, con una desnaturalización inicial de 5 minutos y 40 ciclos de 94°C por 30 segundos, una temperatura de hibridación de 53°C por 30 segundos y 68°C por 2 minutos, para la fase de síntesis. Finalizados los ciclos se programó una extensión adicional de 5 minutos a 68°C. El producto de esta reacción genera un replicón de 1447bp.

Utilizamos además el segundo par de cebadores (b) que hibridan en una secuencia interna al replicón anterior y permiten corroborar la presencia del virus por una técnica denominada PCR anidada (*nested PCR*). La reacción contiene: 10µl del producto de la PCR anterior como muestra patrón y la misma mezcla de reacción. Se utilizaron los cebadores 146F2 y 146R2 a la misma concentración, con el mismo protocolo de amplificación utilizado en la primera reacción de PCR. El resultado esperado es un amplicón de 941 bp. Ambos fueron corroborados en un gel de agarosa 1% con Bromuro de Etidio.

RT-PCR de tejido de langostinos para determinar la presencia del virus del síndrome de Taura (TSV)

Para la detección de esta virosis se utilizó hemolinfa y/o ARN total extraído de hemolinfa y de tejido. Para la reacción de RT-PCR se agregó 1µl de hemolinfa ó 10µl de ARN total (10 pg), Buffer AMV/Tfl 5x, 200µM de cada uno de los dNTPs, 1mM de SO₄Mg, 50pmol de cada cebador, 5U de AMV (transcriptasa reversa) y 5U de Tfl (ADN polimerasa) en un volumen final de 50µl.

Los oligonucleótidos diseñados para la detección de esta virosis son (según el Código OIE 2008):

9195 5' TCA ATG AGA GCT TGG TCC 3'

9992 5' AAG TAG ACA GCC GCG CTT 3'

El ciclador térmico fue programado primero para la síntesis de ADN y para la desnaturalización de la transcriptasa reversa: 45°C por 45 minutos y 94°C por 2 minutos. Luego se realizaron 40 ciclos de amplificación: 94°C por 30 segundos, 60°C por 1 minuto, 68°C por 2 minutos y una extensión adicional a 68°C por 7 minutos. Finalizado el programa de amplificación, se mantuvo la muestra a 4°C hasta la corrida electroforética en un gel de agarosa al 2%.

RT-PCR de hemolinfa de langostinos para la detección del virus de la cabeza amarilla (YHV)

Para la detección de esta virosis se utilizó el ARN de hemolinfa. La reacción de RT-PCR fue preparada según el protocolo utilizado para la detección del virus del síndrome de Taura. La estructura de los cebadores utilizados es:

10F 5' CCG CTA ATT TCA AAA ACT ACG 3'

144R 5' AAG GTG TTA TGT CGA GGA AGT 3'

El programa desarrollado para la reacción de la síntesis de ADN y la posterior amplificación responde al mismo protocolo seguido para TSV. No obstante, fue necesario modificar la temperatura de hibridación de acuerdo con la secuencia y cantidad de bases de los cebadores, establecida finalmente en 58°C. El amplicón característico que resulta de esta amplificación tiene un valor de 135 bp y fue corroborado en un gel de agarosa al 2%. La reacción se realizó en paralelo con un control negativo como en todos los casos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El resultado de las muestras de ADN y ARN obtenidas en el laboratorio con muestras de animales del estuario se presenta en la FIG. 2. La electroforesis fue realizada como control de la metodología y del manejo de las muestras. La línea 2 corresponde a una alícuota de la reacción de PCR con los cebadores específicos para decápodos (143F, 145R). Se muestra luego de la amplificación la obtención de un replicón de 848 bp, como se espera para un ADN no degradado.

Las líneas 3 y 4 muestran que la extracción de hemolinfa fue realizada sin dañar tejidos y no muestra la presencia de ADN o ARN. Las líneas 4 y 5 corresponden a alícuotas de ADN purificado de langostinos utilizado para el control de la integridad de las muestras.

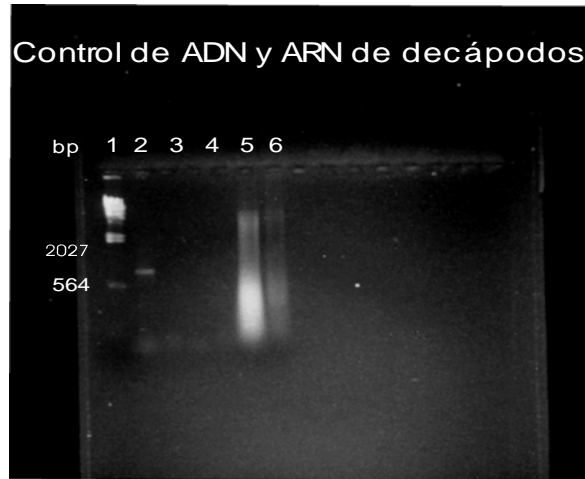


Figura 2. Control de ADN y ARN de decápodos. 1) Marcador de peso molecular λ /hind iii. 2) PCR del ADN aislado y purificado de animales del estuario. 3 y 4) resultados del aislamiento y purificación de ARN de hemolinfa. 5 y 6) resultados de distintas extracciones de ADN de langostinos.

Resultado de la detección del virus de la mancha blanca (WSSV)

El resultado de la reacción de PCR optimizada para la detección del WSSV se presenta en la FIG. 3. En la línea 2 se utilizaron los cebadores 146 F1/R1 sobre una muestra control (plásmido que contiene parte del genoma viral de WSSV). Se observa claramente el amplicón de 1447bp esperado. La línea 3 representa el resultado de la reacción de PCR anidada, utilizando 10 μ l de la reacción de PCR anterior (2) con los cebadores 146 F2/R2. Se obtuvo una sola banda de 941 bp, que demuestra la optimización de la técnica para la detección viral. Las líneas 4 y 5 corresponden a las reacciones 2 y 3 respectivamente con muestras de ADN de langostinos del estuario. Demostramos de esta manera la negatividad de la reacción y se descarta la presencia del virus en los animales controlados. En la línea 6 se sembró una alícuota del plásmido WSSV+, control amplificado y purificado en el laboratorio. Las líneas 7 y 8 corresponden a más ejemplares y las cuatro últimas líneas 12 a 15 corresponden a controles negativos (FIG. 3). Se demuestra la negatividad de la reacción y se descarta la presencia del virus en los animales controlados.

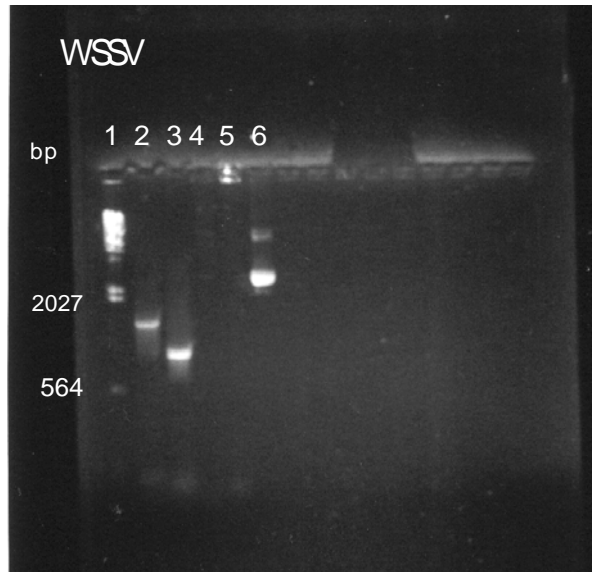


Figura 3. Detección y diagnóstico de WSSV. 1) Marcador peso molecular, 2) Control positivo WSSV (10 μ l reacción de pcr utilizando una dilución 1:700 del plásmido que contiene parte del genoma viral de WSSV con los cebadores 146 f1/r1, 3) Resultado de 10 μ l de reacción de PCR anidada. Se utilizaron 10 μ l de la reacción de pcr anterior (2) con los cebadores 146 f2/r2, 4 y 5) corresponden a las reacciones 2 y 3 realizadas con ADN de langostinos del estuario y 6) control WSSV+ (0,5 μ l del plásmido).

Resultado de la detección del virus del síndrome de Taura (TSV)

Los resultados de la reacción de RT-PCR sobre muestras de ARN de hemolinfa obtenida a partir de animales del estuario se muestran en la Fig 4. La línea 9 del gel de agarosa es el resultado de 10 μ l de la reacción de PCR desarrollada con plásmido que contiene parte del genoma viral de TSV+ con los cebadores 9195/9992. Se puede observar una única banda que junto con el resultado de la línea 3, certifica la validez de la reacción. El resultado de PCR con ADN de langostinos mostró la negatividad de la presencia viral.



Figura 4. Detección del virus del síndrome de Taura. 1) Marcador 100bp DNA ladder de promega (4 μ l), 2) control negativo, sin el agregado de adn a la muestra de reacción, 3, 4, 7 y 8) muestras analizadas, 5)

plásmido tsv+ (0,5µl), 6) muestra de ARN de hemolinfa, 9) resultado de la PCR con el plásmido tsv+ y los cebadores 9195/9992 y 10) marcador 100bp DNA ladder de promega (4µl).

Resultado de la reacción de PCR y RT-PCR para la detección de YHV

La línea 2 muestra el resultado de la reacción de RT-PCR con una muestra de ARN extraído de pleópodos infectados con el virus de la cabeza amarilla en un gel de Agarosa 2% (control positivo, Fig. 5). Se observa la banda del amplicón esperada estimada teóricamente en 135 bp, prueba de la optimización de la reacción. La posición 3 del gel fue sembrada con una alícuota de la reacción de RT-PCR que contenía ARN aislado de langostinos del estuario de Bahía Blanca. Se determina la negatividad de la reacción y se descarta la presencia viral. Para convalidar el ensayo se utilizó un control positivo externo dado para controlar la reacción de RT.

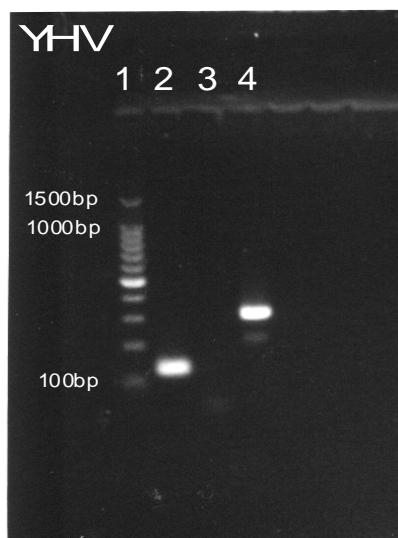


Figura 5. Reacción de PCR y RT-PCR para la detección de YHV. 1) Marcador de peso molecular 100 bp de promega. 2) RT-PCR de arn extraído de pleópodos infectados con el virus YHV (amplicón de 135 bp). 3) RT-PCR de ARN aislado de langostinos del estuario. 4) control positivo externo.

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se optimizó la metodología de detección y diagnóstico de tres enfermedades virales de los langostinos: YHV, TSV y WSSV. Estas tres enfermedades fueron seleccionadas en base a la importancia que revisten para el consumo y comercialización de estos crustáceos de acuerdo a la declaración de la OIE (2008). En particular, su importancia para el consumo no está relacionada con la posibilidad de transmitir al hombre sino solamente en el peligro que para la acuicultura representan los desechos de crustáceos que pueden transmitir el virus al medio ambiente, dado que se debe tener en cuenta que algunos de ellos (ej., WSSV) son resistentes al congelado.

Para ello se utilizó la técnica de PCR por ser la más sensible y específica para la detección de estas enfermedades virales. Los controles positivos y negativos realizados permiten convalidar el diagnóstico mediante esta técnica de biología molecular. Los resultados presentados demuestran que se ha logrado optimizar la metodología para la extracción y purificación de ADN y ARN de tejido y hemolinfa de langostinos y el correcto manejo en la captura, acondicionamiento y transporte de los animales al laboratorio. Los ensayos para la detección están debidamente convalidados por reacciones de control negativas y positivas. Los resultados de este trabajo permitirán realizar la detección temprana y el diagnóstico de las tres patologías virales. Esta metodología nos permitirá efectuar un futuro análisis exhaustivo de las especies silvestres para establecer el estado sanitario de estas especies en el estuario de

Bahía Blanca y eventualmente la detección temprana de estas enfermedades patógenas con mayor precisión.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por el proyecto PGI TIR N° 24/TB06 otorgado por la Universidad Nacional del Sur, Argentina.

REFERENCIAS

- Bayot ,B, Sonnenholzner S., Ochoa , X, J Guerrero , J, Vera, T, Calderón , J, De Blas I, Cornejo-Grunauer , Mp. Stern , S Y Ollevier .F., 2008. An online operational alert system for the early detection of shrimp epidemics at the regional level based on real-time production. *Aquaculture* 277: 164-173.
- Boada, M, Donato M.D. y Rodolfo H., 2008. Detection of the Infectious Hypodermal and Hematopoietic Necrosis Virus (IHHNV) in Asymptomatic Cultured White Shrimp, *Litopenaeus vannamei* (Boone), in Venezuela. *Rev. Científica, FCV-LUZ* . XVIII, N° 1: 7 – 11.
- Bonami, J.R.; Hasson, K.W.; Mari, J.; Poulos, B.T. and D.V. Lightner.,1997. Taura Syndrome of marine penaeid shrimp: characterization of the viral agent. *J. Gen. Virol.* 78: 313-319.
- Boschi E.E., 1997. Las pesquerías de crustáceos decápodos en el litoral de la República Argentina. *Invest. Mar.* 25: 19-40.
- Chapman, R. W., Browdy, Cl, Savin, S, Prior, S Y Wenner. E., 2004. Sampling and evaluation of white spot syndrome virus in commercially important Atlantic penaeid shrimp stocks diseases of aquatic organisms. *Dis Aquat Org*, 59: 179–185.
- Fenucci, J.L., Mallo, J.C. Y Galarza, C.M., 2002. Larval culture and growth in ponds of the Argentine shrimp *Pleoticus muelleri* Bate (Crustacea, Penaeoidea). *Aquaculture World Aquaculture Society*. San Diego. California. USA, pág. 106.
- Harán, N, Mallo Jc., Fenucci .J., 2004. Density influence on growth and development of the petasma in juvenile shrimps *Pleoticus muelleri* (Decapoda, Penaeoidea). *Invest. Mar.* 32(1): 11-18.
- Hasson K.W., Lightner D.V., Mohny L.L., Redman R.M., Poulos B.T., Mari J. Y Bonami J.R., 2009. The geographic distribution of Taura Syndrome Virus (TSV) in the Americas: determination by histology and *in situ* hybridization using TSV-specific DNA probes. *Aquaculture*, 171:13–26.
- Lightner D.V., 1999. *A Handbook of Shrimp Pathology and Diagnostic Procedures for Diseases of Cultured Penaeid Shrimp*. En: Lightner D.V. (Ed.). *World Aquaculture Society*, Baton Rouge, Louisiana, USA. 304 p.
- Lightner, D.V., 1996. Epizootiology, distribution and the impact on international trade of two penaeid shrimp viruses in the Americas. *Revue Scientifique et Technique Office International des Epizooties* 15: 579-601.
- Lotz J.M., Anton, L.S. y Soto M.A., 2005. Effect of chronic Taura syndrome virus infection on salinity tolerance of *Litopenaeus vannamei*. *Dis. Aquat. Org.*, 65, 75–78.
- Mallo, J.C. y Fenucci J.L., 2004. Alimentación de protozoos de *Pleoticus muelleri* Bate utilizando diferentes microencapsulados y especies de microalgas *Rev. de Biol Mar y Oceanografía* 39 (1): 13-19.
- Martínez, B.; Koloffon Tella, S.; Mcgladdery, S. Y Enríquez, R., 2008. Políticas, marco de trabajo y lineamientos del Comité Interamericano de Sanidad de los Animales Acuáticos *Rev. Sci. Tech. Off. int. Epiz.*, 27 (1):65-70..
- Martorelli, S. R., Overstreet, R. M. and Jovonovich, J. A., 2010. First report of viral pathogens WSSV and IHHNV in argentine crustaceans. *Bulletin Of Marine Science*, 86(1): 117–131
- Martorelli S.R., 2002. Parásitos y epibiontes del Langostino *Pleoticus muelleri* (Bate 1888) en el Atlántico Sud-occidental. *Congreso Virtual de Acuicultura*: 647-665. <http://www.revistaaquatic.com/civa2002/CIVA>.
- Mcclennen C., 2004. White spot syndrome virus. The economic, environmental and technical implications on the development of Latin American shrimp farming. *Master of Arts in Law and Diplomacy Thesis*, 106 pp.

OIE, 2008. Código Sanitario para los animales acuáticos. http://www.oie.int/esp/normesfcode/E_INDEX.
SAGPyA Pesca Marítima, 2008. Especies. <http://www.sagpya.mecon.gov.ar/>

NOTA TECNICA

UNA HERRAMIENTA CARTOGRÁFICA DIGITAL BASADA EN XML PARA LA CIUDAD DE LA PLATA

Nadia Kreimer y Mauricio Gende

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata
kreimer@carina.fcaglp.unlp.edu.ar, mgende@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

El trabajo presenta una aplicación específica desarrollada a partir la integración de dos herramientas informáticas: Google Maps y un lenguaje de programación de alto nivel, en nuestro caso Octave. La API de Google Maps en Javascript permite la construcción de objetos espaciales. Integrando el mismo con algoritmos originales que resuelvan la geocodificación de las calles de La Plata y el manejo de una base de datos es posible brindar un servicio de localización. El ejemplo que se presenta es el de la localización de las farmacias más cercanas a un cierto domicilio. Se le pide a los usuarios que ingresen su dirección; con estos datos le son devueltas las tres farmacias de turno más cercanas. El código resulta fácilmente adaptable a otro tipo de requerimientos: estaciones de servicio, restaurantes, etcétera siendo su única limitación que la geocodificación está desarrollada para la ciudad de La Plata.

Palabras claves: geocodificación, SIG, Google Maps

ABSTRACT

This paper presents a specific application developed by the integration of two tools: Google Maps and a high level programming language: Octave. The Google Maps API in Javascript allows the construction of space objects. This language integrated with algorithms that solve the original geocoding of the streets of La Plata and management of a database can provide a service location. The example presented is the location of the nearest pharmacies to a certain address. Users are prompted to enter their address and the system returns the three closest pharmacies. The code is easily adaptable to other types of requirements: gas stations, restaurants, etc.; its only limitation is that the geocoding is developed for the city of La Plata.

Keywords: geocoding, GIS, Google Maps

INTRODUCCIÓN

En 1854 el médico John Snow relacionó la existencia de la bacteria *Vibrio cholerae* en algunos pozos que proveían agua con la incidencia del cólera en un barrio londinense. La clave del éxito del trabajo estuvo en volcar en una carta dos datos completamente independientes: la localización de pozos de agua y de los enfermos, y relacionarlos entre sí. El trabajo del doctor Snow parece ser el primer antecedente registrado de lo que hoy se conoce como Sistema de Información Geográfico o SIG. Formalizar los conceptos asociados al SIG llevó un tiempo considerable, recién en la década del 60 aparece el primer SIG moderno en el Departamento Federal de Silvicultura y Desarrollo Rural de Canadá (Fisher, 1979) y en la del 80 los primeros productos comerciales como Environmental Systems Research Institute (ESRI).

Hoy podemos decir que un Sistema de Información Geográfico (SIG) es un sistema computarizado para desplegar mapas que trabajan con datos sobreimpuestos al mismo. Es una integración de hardware, software y datos, diseñado para capturar, manipular, analizar y desplegar información geográficamente referenciada (Rhind, 1989); un esquema gráfico de SIG se presenta en la figura 1.



Figura 1. Esquema de un SIG – Sistema de Información Geográfica

El trabajo que aquí se presenta surgió a partir de la necesidad de desarrollar un SIG original donde hubo que resolver, para un problema puntual, todas las componentes involucradas: abstracción de la realidad, selección de un modelo lógico, creación y manipulación de una base de datos, relacionar capas de información, geocodificación de datos, etc. Para eso se buscó un conjunto de herramientas informáticas modernas, simples y de dominio público. De esta manera se logró armar en forma modular un SIG abierto sin tener que recurrir a los sistemas que habitualmente son comerciales y cerrados. La solución encontrada sigue la tendencia actual de desarrollar cartografía interactiva basada en la Internet lo que permite brindar un servicio sencillo de usar y de acceso masivo.

El problema específico a resolver es el de hallar las tres farmacias más cercanas respecto de la ubicación arbitraria de una persona. La región donde se plantea el problema será el casco urbano de la ciudad de La Plata y en todos los casos las referencias geográficas estarán dadas en el lenguaje natural para los habitantes de una ciudad: el nombre y altura de la calle. La solución consistirá en un mapa donde quede representada con diferentes símbolos tanto la ubicación de la persona como las posibles alternativas de farmacias a donde dirigirse. Para esta aplicación hubo que resolver tres cuestiones: la geocodificación de los datos, el algoritmo para encontrar la distancia mínima y el despliegue gráfico del resultado y disposición de la solución.

METODOLOGÍA

La geocodificación es la asignación de un domicilio, código postal o ciudad a una localización geográfica, generalmente expresada en función de latitud y longitud geográficas. Debido a que los domicilios están a menudo asignados de manera irregular, mientras que la latitud y la longitud lo están de manera mucho más regular, ambas no coinciden de manera perfecta. Una de las finalidades más usuales es la georeferenciación de direcciones postales. Para este procedimiento se requiere de una cartografía base sobre la que referenciar los códigos geográficos. Esta capa base puede ser, por ejemplo, una grilla de calles con sus nombres y números o, como se utiliza en este trabajo, una herramienta cartográfica interactiva basada en un servicio Web: Google Maps. Las direcciones a georeferenciar suelen proceder de valores tabulados, que se posicionan mediante interpolación; a continuación el algoritmo localiza en la capa con ejes de calles el punto en cuestión más aproximado a la realidad, el que dependerá de los algoritmos particulares de geocodificación utilizados.

En la geocodificación inversa, en cambio, el proceso antes explicado es al revés. Se asigna una dirección de calle y un número (ejemplo, calle 51 número 1030) a unas coordenadas (x, y) determinadas. Este número correspondiente a un cierto domicilio es estimado por un algoritmo mediante interpolación a partir de números ya presupuestos. Debe tenerse en cuenta que la

geocodificación inversa no devuelve las direcciones reales, sino sólo estimaciones de lo que debería existir en base a datos preexistentes.

En este trabajo la geocodificación se resolvió de la siguiente manera. Se partió de un marco de coordenadas planas local con ejes x e y aproximadamente coincidentes con las calles de La Plata, y con origen en uno de los extremos del casco urbano de esta ciudad, la esquina de las calles 1 y 72. Teniendo en cuenta que: 1) en La Plata la numeración de las calles varía en 50 unidades cada cuadra, 2) que “Es importante señalar la carencia de la calle 52 en el centro de la ciudad. Todas las cuadras (desde las calles 1 a 31) que corren paralelas en sentido NW-SE tienen 120 metros de lado. Las calles transversales, que corren paralelas en sentido NE-SW, entre las calles, 32 a 44 y de 60 a 72, mantienen el módulo de manzana de 120 metros de lado. Pero en la franja de calles céntricas entre la 44 hasta 51 este módulo pierde 10 metros por cuadra en los lados NE y SO, recuperándolo desde 53 a 60.” (ver García, T. et. al.) , 3) que la numeración en el eje de las x comienza en calle 32 (comenzando por el número 1) y en el de las y en calle 1 (comenzando por el número 300), puede transformarse la ubicación en términos de calle y número de un cierto usuario en un par (x, y) dentro de un marco de orientación y origen arbitrario. Sabiendo el rumbo geográfico de las calles podemos generar un nuevo par (x', y') alineado con los puntos cardinales:

$$x' = x \cos \alpha + y \sin \alpha$$

$$y' = -x \sin \alpha + y \cos \alpha$$

Estas nuevas coordenadas pueden ser pensadas como incrementos lineales respecto de la latitud y longitud geográfica del punto tomado como origen del sistema, sin necesidad de realizar una desproyección de las mismas, dado que el área comprendida por el SIG no supera los 12 km², y no justifica tal operación. Resulta posible entonces finalizar la geocodificación calculando:

$$\lambda = \frac{x}{r \cos(\varphi)}$$

$$\varphi = \frac{y}{r}$$

donde para la primera igualdad se ha supuesto que la coordenada x se dispone según un arco de paralelo (y que el $\cos \varphi$ aparece debido a que los arcos se angostan a medida que la latitud aumenta hacia los polos) y que en la segunda igualdad la coordenada y se dispone según un arco de meridiano.

Estas coordenadas del usuario obtenidas a partir de la georeferenciación del origen del marco arbitrario serán más o menos exactas según la distancia que separe el origen del usuario ya que los errores se propagan con esta distancia. Por lo tanto solo se utilizarán como una aproximación inicial. El valor final de la geocodificación se obtendrá a partir de 42 puntos georeferenciados y distribuidos homogéneamente en la ciudad, que son las plazas de la ciudad de La Plata. Dadas las coordenadas aproximadas se buscará el punto georeferenciado más cercano y se repetirá el proceso (Figura 2).

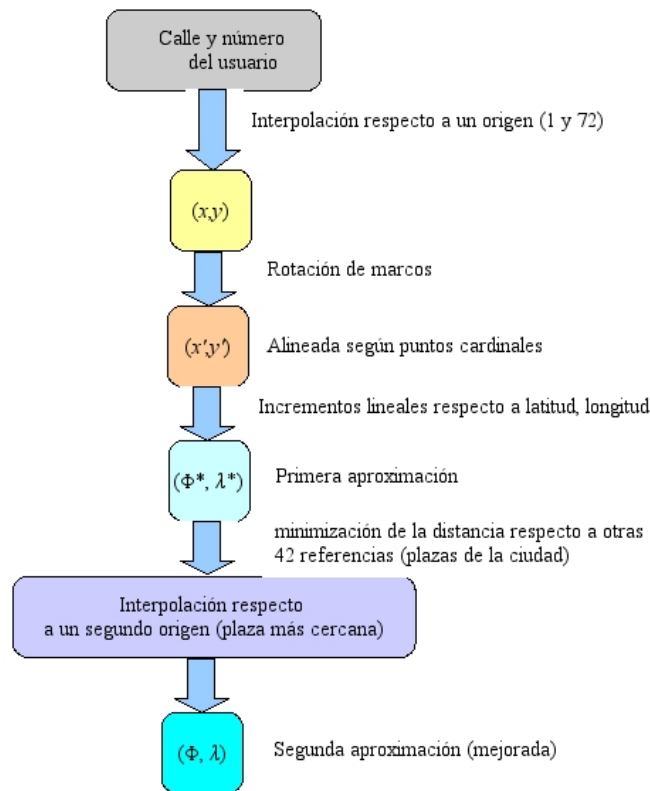


Figura 2. Diagrama de Flujo

Búsqueda numérica de la solución

Para nuestro ejemplo específico el procesamiento numérico de los datos será muy simple. Una vez que se cuenta con las coordenadas geográficas del usuario, y contando con una base de datos con las coordenadas geográficas de las farmacias del casco urbano de La Plata (geocodificadas utilizando el algoritmo descrito en la sección anterior), la búsqueda numérica de la solución se reduce a minimizar la función “distancia”. Esta función es definida como la distancia entre el usuario y cada una de las farmacias. La misma es no euclídea, dado que la manera de recorrer calles de cualquier usuario no es atravesando las cuadras en diagonal. La manera de hallar las tres más cercanas al usuario es ordenando un vector de distancias creado para tal fin:

$$distancia = \Delta\lambda + \Delta\varphi$$

Google maps como herramienta para visualizar y distribuir la resolución del problema

Uno de los últimos pasos en la cadena de tareas de un SIG es el despliegue de una imagen con la resolución del problema planteado. En este punto se ha llegado a armar un mapa “a medida” con la respuesta requerida en forma gráfica.

Si no es necesario difundir el resultado, la solución gráfica puede terminar en la pantalla del monitor del usuario del SIG, pero en caso contrario es necesario encontrar un medio o soporte físico donde poner la información a ser distribuida. El soporte físico de distribución más corriente en estos días es óptico (DVD o CDROM) si se tiene un archivo digital, o impresión sobre papel, si se desea utilizar un medio que una persona pueda usar en forma directa. Una manera alternativa y mucho más potente a las anteriores es la distribución de la información a través de Internet y en particular a través del protocolo de transferencia de hipertexto HTTP, o dicho de manera más sencilla, mediante el uso de navegadores Web.

El uso de la Web se ve potenciado por la interfaz de programación de aplicaciones (API), que no es otra cosa que la posibilidad de incrustar un programa específico dentro de una página

Web. En nuestro caso particular ese programa será Google Earth y la API resultante se llama Google Maps (GM). GM está basado en un conjunto simple de comandos en el lenguaje JavaScript que se escriben como parte del código fuente de una página Web cuando se utiliza algún lenguaje de marcado de hipertexto, como HTML o XHTML.

No vamos a desarrollar aquí en forma completa ni exhaustiva los detalles específicos de programación con GM, los que se pueden obtener en Gibson (Gibson, 2006) o Brown (Brown, 2006). Daremos sí un esquema conceptual de los elementos usados para realizar nuestro trabajo, los que fueron: Objetos básicos de un mapa: Representados por la carga del mapa en sí mismo en la página Web que despliega el navegador al usuario, el lugar físico que va a ocupar el mapa en la página, las coordenadas donde está centrada la imagen del mapa, el tipo de imagen a mostrar: raster satelital, objetos vectoriales, relieve o mixta y una ventana de información con texto sobreimpresa sobre el mismo. En nuestro caso la figura que se despliega es un mapa vectorial y no una imagen satelital raster ya que esta última requiere que el usuario la interprete, la misma está centrada en las coordenadas del usuario y se superpone una ventana de información con texto que indica dónde se encuentra el usuario, y las tres farmacias más cercanas. Eventos de mapa: Son las posibles interacciones del usuario mediante el teclado y el ratón cuando este último recorre el mapa o cuando algún botón del ratón es presionado sobre un sitio en particular. En este trabajo se resolvió desplegar por defecto un globo con la localización del usuario y en el caso de las farmacias es posible saber su orden de prioridad cuando se presiona el ratón sobre el símbolo de las mismas.

Controles de mapa: Permiten desplazar la región del mapa, cambiar la escala del mismo (“hacer zoom”) y cambiar el tipo de imagen (raster, vectoriales, relieve o mixta). Todos estos controles fueron incluidos en nuestro trabajo. Superposiciones de mapa: Las posibles capas a superponer son las típicas del formato vectorial: puntos (con la posibilidad de ser representados por íconos), polilíneas y polígonos, o una imagen propia de Google Earth (raster, vectoriales, relieve o mixta). Para este desarrollo se superponen solo objetos puntuales (íconos) para el usuario y las farmacias.

CONCLUSIONES

Se realizó un prototipo de SIG mediante la combinación de herramientas informáticas sencillas y de dominio público. Un problema particular ha sido resuelto mediante este SIG, el que se puede adaptar fácilmente a otros requerimientos como localización de otros lugares o servicios (hospitales, restaurantes, hoteles) siguiendo diversos criterios (distancia mínima, tipo de comida o precios en un menú, acceso para personas con discapacidad). La geocodificación del casco urbano de la ciudad de La Plata ha sido resuelta como requisito previo para hallar cualquier solución y se ha mostrado la potencialidad de las API asociadas a Google Earth.

El diseño modular del trabajo lo hace fácilmente adaptable para otros propósitos y el hecho de que tenga una licencia de código abierto (GPL) libera a quien quiera tomar el proyecto para nuevos desarrollos de los problemas del copyright. La principal limitación del trabajo es que la geocodificación ha sido resuelta solo para una ciudad de diseño altamente geométrico, siendo la solución planteada no apta para otros sitios.

REFERENCIAS

- Brown, M.C., 2006. Hacking Google Maps and Google Earth. Wiley.
- Fisher, T., and Fisher, C., 1979. An Overview of the Canada Geographic Information System (CGIS). in International Symposium On Cartography and Computing: Applications in Health and Environment. Reston, Virginia.
- García, T. and Viera, L. M., “I Jornada Histórico Geográfica y Genealógica de Berazategui. La Plata: Una Reflexión Sobre La Ciudad y Su Sociedad”, Facultad de Arquitectura y Urbanismo de la Universidad Nacional de La Plata.
- Gibson, R. and Erle, S., 2006. Google Maps Hacks. O'Reilly Media. 3pp 66.
- Rhind, D.W., 1989. Cartography Past, Present and Future. Elsevier Science & Technology.

NOTA TECNICA

MONITOREO DE LA CALIDAD DE DATOS GPS CONTINUO: LA ESTACION UNSJ (SAN JUAN, ARGENTINA)

Alfredo Herrada^{1,3}, *Silvia Miranda*^{1,2}, *Carlos Fuentes*^{3,4}, *Oscar Torres Lobato*³,
Héctor Pintos^{3,4}, *Robert Smalley (Jr)*⁵

¹Instituto Geofísico Sismológico "Fernando S. Volponi". Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan.

²Departamento de Geofísica y Astronomía. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. smiranda@unsj-cuim.edu.ar

³Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional de San Juan.

⁴Dirección de Geodesia y Catastro de la Provincia de San Juan.

⁵Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, USA

RESUMEN

Como parte de la red de referencia de operación continua de Argentina, la estación GPS (Global Positioning System) denominada UNSJ (Universidad Nacional de San Juan) fue establecida en la ciudad de San Juan el 6 de Marzo de 2007. Los datos registrados de UNSJ son ampliamente utilizados en aplicaciones catastrales, y sirven como base para la definición de los marcos de referencia geodésicos nacional y regional. Como una componente fundamental de la infraestructura geodésica, resulta conveniente un eficiente control de calidad de los datos crudos y el monitoreo de la estabilidad de una estación GPS de referencia. En este trabajo se presentan los resultados del control de calidad de las observaciones UNSJ luego de dos años de operación. Para controlar y caracterizar el desempeño del receptor GPS y además el medio ambiente de la estación, se eligieron cuatro índices. Ellos son el número de observaciones, multicamino en L1, multicamino en L2 y ocurrencia de saltos de ciclos. También, se evaluó la estabilidad de largo término de la estación UNSJ a través del análisis de las series temporales de las coordenadas semanales provistas por los centros de cálculo SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas). Completa este estudio el análisis de las coordenadas calculadas por distintos servicios de procesamiento disponibles en Internet. Nuestros resultados indican que durante el período analizado, el funcionamiento de la estación UNSJ fue satisfactorio, produciendo índices de calidad que son aceptables para estándares internacionales.

Palabras Clave: GPS, estación de referencia, control de calidad, San Juan

ABSTRACT

As a part of the Argentine continuously operating reference station network, a GPS (Global Positioning System) station named UNSJ (Universidad Nacional de San Juan) was established in San Juan city on 6th March 2007. The recorded data of UNSJ are widely applied to cadastral surveys and serve as the basis for defining national and regional geodetic reference frames. As a key component of the geodetic infrastructure, an efficient quality control of raw data and stability monitoring of a GPS reference station is highly convenient. In this study, results of quality control of the UNSJ observations after two year of operation are reported. In order to check and characterize the receiver performance and the station environment, four indices were chosen. They are the number of observations, multipath on L1, multipath on L2 and cycle slips occurrence. Also, the long term stability of UNSJ station was evaluated through the analysis of weekly coordinate time series provided by the SIRGAS (Geocentric Reference System for the Americas) calculus centers. The analysis of the coordinates derived from different online processing services completes this study. The results indicate that during the analyzed period, the functioning of the station UNSJ was satisfactory, producing quality indexes that are acceptable to international standards.

Keywords: GPS, reference station, quality control, San Juan.

INTRODUCCION

El posicionamiento relativo provee coordenadas precisas para ser utilizadas en distintas aplicaciones (e.g., agrimensura, ingeniería, geofísica). Esta técnica requiere del uso simultáneo de dos o más receptores, en forma tal que uno de los receptores es emplazado fijo (base) en un sitio de coordenadas conocidas mientras los otros receptores ('rover') registran en distintas estaciones de coordenadas a determinar. En este contexto se han establecido redes continuas de control las cuales consisten de un número de estaciones de referencia adecuadamente distribuidas en una región, de tal manera que en campañas de levantamientos geodésicos se utiliza como base del posicionamiento relativo a una estación de referencia de la red de control. Así, los usuarios sólo deben disponer de receptores en modo 'rover', mejorando la eficiencia del levantamiento.

La estación de referencia GPS de operación continua, denominada UNSJ, fue instalada en la ciudad de San Juan en el mes de Marzo de 2007 para ser parte de la red GPS de Argentina (Herrada *et al.*, 2007). Esta estación está ubicada en el edificio sede de la Facultad de Arquitectura, Diseño y Urbanismo (FAUD) de la Universidad Nacional de San Juan. Fue instalada en el marco de un acuerdo de colaboración entre FAUD, que da alojamiento al receptor y a la antena, CERI (Center for Earthquake Research and Information) de la Universidad de Memphis (USA) que proveyó el equipamiento, y la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFN), que realizó la instalación y se encarga de la administración de la estación. El receptor es un Ashtech Z-XII3 con antena Zephyr Geodetic. Los datos (adquiridos cada 15 segundos) están disponibles gratuitamente a través del servicio de la Red Argentina de Monitoreo SATelital Continuo (RAMSAC) administrada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN, ex Instituto Geográfico Militar de Argentina). El sitio de Internet es <<http://www.ign.gob.ar/DescargaRamsac>>.

En la actualidad, RAMSAC consta de 33 estaciones GPS permanentes en su mayoría a cargo de Universidades u otros organismos de gestión estatal, con la asistencia técnica y operativa del IGN. Los datos aportados forman las bases para la definición de los marcos de referencia geodésicos nacional y regional. También y en forma creciente, las estaciones RAMSAC son usadas por usuarios diversos en levantamientos GPS para referencia, control y calibración, generando ahorros de tiempo, operativos y de recursos humanos.

Uno de los factores determinantes para el éxito (e.g., que cada vez más usuarios usen sus estaciones) de una red GPS de referencia es el control de calidad y el monitoreo de la integridad los datos, que en conjunto con la estabilidad de la red determinan el nivel de posicionamiento que es factible de alcanzar usando la misma (Brown *et al.*, 2002; Yeh *et al.*, 2007; Yeh *et al.*, 2008).

En este trabajo se presentan para la estación UNSJ distintos índices de calidad de los datos producidos y se analiza la relación entre dichos índices y la precisión del posicionamiento. Puesto que se evalúan observaciones correspondientes a algo más de 2 años de mediciones, debería ser posible identificar cambios en el medioambiente de la estación capaces de afectar la calidad de la información.

Además, se investiga la estabilidad de la monumentación de la antena de UNSJ a través del análisis de la evolución de las coordenadas calculadas por los centros de procesamiento SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas). La variación secular de las coordenadas de UNSJ también es analizada en base a los resultados provistos por distintos servicios de procesamiento 'online' en comparación con las coordenadas fiduciales de UNSJ.

METODOLOGIA

Para llevar a cabo el control de calidad de las observaciones crudas se utilizó el programa TEQC (Translate/Edit/Quality Check) desarrollado en UNAVCO (University NAVstar Consortium) (Estey and Meerterns, 1999). TEQC permite al usuario transformar archivos de receptor en lenguaje binario al formato RINEX o formato estándar de intercambio independiente del receptor, pudiendo entonces los archivos ser editados y sometidos a un control de calidad. En este análisis se consideraron los siguientes índices:

'Obs' es el número diario de observaciones de todos los satélites. La importancia de este índice se explica si se tiene presente que en principio, un mayor número de datos brindaría mejores posibilidades de corregir errores (Yeh *et al.*, 2008). Este índice depende del número de épocas, en nuestro caso 5759. No obstante, el número de satélites recepcionados por el receptor varía en cada época, de modo que el número de observaciones cambia con el tiempo. En este sentido, las

disminuciones en el número de datos se consideran pérdidas relacionadas con diferencias en el medio ambiente o en el receptor (i.e., baja relación señal/ruido, datos L1 y L2 no apareados y pérdida del código C/A).

‘slps/1000 obs’ es el número de saltos de ciclo cada 1000 observaciones. Los saltos de ciclo son debidos a una pérdida de captura de señal en los datos de fase, manifestada por saltos bruscos en la señal recibida. Las causas pueden ser variadas: bloqueo de la señal de un satélite por edificios, influencia de eventos ionosféricos o troposféricos repentinos, mal funcionamiento del receptor, o inclinación de la antena entre otros factores (Seeber, 2003).

mp1. ‘mp1’ es el efecto medido en metros de multicamino (‘multipath’) sobre L1, calculado como:

$$mp1 = P_1 - \left(1 + \frac{2}{\alpha - 1}\right) \Phi_1 + \left(\frac{2}{\alpha - 1}\right) \Phi_2$$

Siendo: P la observación de pseudo-distancia y Φ la observación de la fase portadora, $\alpha = \left(\frac{f_1}{f_2}\right)^2$ para

f_1 y f_2 frecuencias de Φ_1 y Φ_2 , respectivamente.

mp2. ‘mp2’ es el efecto (en metros) de ‘multipath’ sobre L2, computado según:

$$mp2 = P_2 - \left(\frac{2}{\alpha - 1}\right) \Phi_1 + \left(\frac{2}{\alpha - 1} - 1\right) \Phi_2$$

mp1 y mp2 son errores estocásticos que pueden ser considerados como ruido en las observaciones (Yeh *et al.*, 2007). El efecto multipath resume la situación en donde la señal GPS arriba al receptor desde más de una trayectoria, debido a que la señal se refleja en un edificio, un auto, un árbol, etc. (Seeber, 2003). Para eliminar los efectos de reloj de estación, reloj de satélites, y retardos troposférico y ionosférico, mp1 y mp2 son calculados como combinaciones lineales de las mediciones de código P_1 y P_2 (pseudo-distancia) y fases Φ_1 y Φ_2 hechas por el receptor GPS, e involucran tanto señales de trayectorias directas como indirectas (Estey and Meertens, 1999). Estas últimas provienen de interferencias producidas por la reflexión y dispersión de la señal GPS en los alrededores de la antena. TEQC reporta sólo la raíz cuadrática media de las variaciones de mp1 (rms avg mp1) y mp2 (rms avg mp2) promediadas sobre la longitud de la sesión. Valores usuales de rms avg mp1 y rms avg mp2 alcanzan unas pocas décimas de metro, y en general son diferentes para distintos tipos de receptores y pueden ser diferentes para el mismo receptor dependiendo de la versión del programa interno (‘firmware’) (Ray y Senior, 2003).

Puesto que todo software de posicionamiento preciso (Hugentobler *et al.*, 2001) presupone una trayectoria directa entre el satélite y el receptor, la presencia de errores de multiticamino en los observables GPS conduce a errores en el posicionamiento. Variaciones inusuales en mp1 y mp2 (en especial, saltos bruscos o tendencias) podrían indicar problemas en la calidad de los datos de la estación (Yeh *et al.*, 2007).

La figura 1 muestra los índices calculados para la estación UNSJ entre Abril de 2007 y Junio de 2009, intervalo que comprende desde la semana GPS 1421 hasta la 1538. Debemos señalar que en la semana 1510 (a finales de 2008) el receptor debió ser sustituido por una falla súbita. El nuevo receptor es de igual marca, modelo y versión de ‘firmware’ que el anterior. Nuestros resultados indican que esta situación no produjo cambios en los índices calculados. A partir de las gráficas en la figura 2 puede apreciarse la estabilidad de período largo de los índices de calidad de los datos producidos por UNSJ.

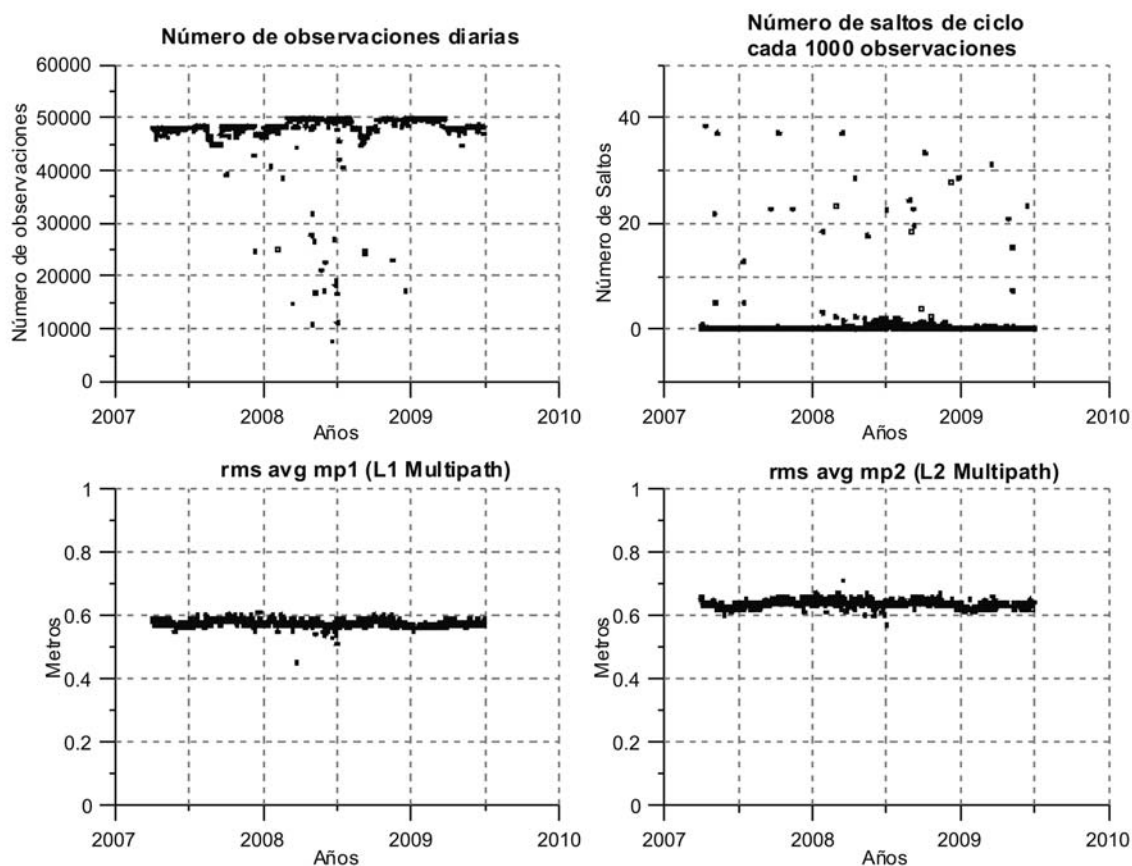


Figura 1. Índices de control de calidad para la estación UNSJ entre Abril de 2007 y Junio de 2009.

La tabla 1 resume los principales estadísticos del control de calidad. En ella hemos incluido además la cantidad de satélites electrónicamente visibles capturados por UNSJ, en forma simultánea. Esto es que, UNSJ dispone en forma efectiva y para cada época de la información proveniente de al menos 8 satélites.

Tabla 1. Estadística de los índices de calidad evaluados para la estación UNSJ entre Abril de 2007 y Junio de 2009. N° SEV: Número de Satélites Electrónicamente Visibles. mp1 y mp2 son calculados como la raíz cuadrática media de las variaciones de multipath sobre L1 y L2, respectivamente, promediadas sobre la longitud de la sesión.

	Número de épocas	Número de observaciones	mp1 [m]	mp2 [m]	slps/1000 obs.	N° SEV
Mínimo	870	7569	0,45	0,57	0,02	8
Máximo	5759	49973	0,61	0,71	38,46	10
Media	5662	47635	0,575	0,64	0,94	9

ESTABILIDAD DE LA ANTENA UNSJ. RESIDUOS DE POSICIÓN.

Debido al modo de monumentación podrían producirse movimientos de la antena ocasionado por eventos geológicos, calentamiento diurno y expansión de la estructura edilicia, efectos del viento, entre otros factores. Los movimientos aludidos influyen la estabilidad temporal de las coordenadas de posición de la estación GPS y junto con la calidad de los datos determinan el nivel de ruido de la misma.

A nivel continental, la estación UNSJ forma parte de la red SIRGAS de funcionamiento continuo SIRGAS-CON compuesta en la actualidad por cerca de 200 estaciones, de las cuales 50 pertenecen a la red global del IGS (International GNSS Service). Para el análisis de la estabilidad de UNSJ se usaron las coordenadas derivadas de las soluciones semanales fijas SIRGAS-CON ajustadas a la red IGS05 (realización del ITRF 2005) calculadas por los Centros de Procesamiento SIRGAS y publicadas en la página de Internet [www.sirgas.org]. Usando estas coordenadas se pueden generar gráficos de las series de tiempo de los residuos para las direcciones Este, Norte y Vertical.

Para obtener los residuos de las series de tiempo regionalmente filtradas que muestra la figura 1, se siguió un procedimiento basado en Beavan (2005), tratando separadamente las componentes Este, Norte y Vertical. La metodología seguida se basa en que las series de tiempo crudas de las coordenadas (en nuestro caso SIRGAS-CON) pueden mostrar diferencias debido a la ocurrencia de eventos sísmicos, cambios en el equipo, y cambios estacionales de fuente diversa. Superpuesta a la señal anterior se presenta una componente de ruido de 'modo común', la cual se considera aproximadamente constante a través de la región de emplazamiento (Beavan, 2005), proveniente en especial del uso de órbitas satelitales con leves errores, cambios de masa a escala local o regional, y el uso en el procesamiento diario de modelos no óptimos.

Siguiendo a Beavan (2005), la estabilidad de UNSJ quedaría descrita por las series de tiempo regionalmente filtradas. En nuestro estudio, para definir el ruido regional (modo común) se consideró como estación de referencia a la estación continua CFAG, que está ubicada a unos 33 km de distancia de UNSJ. CFAG es parte de SIRGAS y además es una estación IGS de modo que cumple con estándares de calidad intrínsecos. Para cada componente (X, Y, Z) de las coordenadas semanales fijas de CFAG, entre mayo de 2007 y mayo de 2009, se representaron las series temporales, y se les sustrajo la tendencia lineal de mejor ajuste en el sentido de mínimos cuadrados. Luego, el ruido regional fue punto a punto sustraído de las series temporales crudas para UNSJ, y finalmente se removió de cada serie la tendencia regional de mejor ajuste mínimo cuadrático. Esta tendencia representaría el movimiento natural de la placa Sudamericana, mientras que los residuos de la figura 1 indicarían el 'ruido de posición' de la estación y servirían para detectar en la estación GPS movimientos bruscos o incrementales. De acuerdo a nuestros resultados la estación UNSJ tuvo un comportamiento estable (e.g., no se produjeron cambios bruscos en las coordenadas) durante las 109 semanas evaluadas (Abril de 2007 hasta Junio de 2009), con residuos menores a ± 5 mm, ± 6 mm, y ± 5 mm para las direcciones Norte, Este y vertical, respectivamente.

En este análisis de las series de tiempo de las coordenadas UNSJ un factor que deberemos considerar próximamente es la influencia de la configuración de subredes utilizadas para hallar las soluciones SIRGAS. Cambios en la configuración de la red podrían influenciar las series temporales (Takacs y Bruyninx, 2001).

COORDENADAS CALCULADAS POR SERVICIOS DE PROCESAMIENTO

Se realizó el procesamiento de datos de UNSJ en servicios de procesamiento 'online' gratuitos disponibles en Internet. Este procesamiento tiene como objetivo la verificación de la estabilidad de las coordenadas UNSJ según el posicionamiento calculado por cada servicio. Existen varios servicios de procesamiento utilizables, entre los cuales seleccionamos:

Servicio CSRS-PPP (Canadian Spatial Reference System-Precise Point Positioning), administrado por Canadian Geodetic Service of Natural Resources Canada. Procesa datos GPS de simple o doble frecuencia, en formato RINEX, observados en modo estático o cinemático. El procesamiento es realizado en modo absoluto, utilizando archivos de órbitas precisas y de corrección de reloj provistos por IGS. El acceso es a través de la dirección (<http://ess.nrcan.gc.ca/>). Las coordenadas calculadas están referidas a ITRF 2005 (Internacional Terrestrial Reference Frame 2005).

Servicio SCOUT (Scripps Coordinate Update Tool), administrado por SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) de Estados Unidos. Realiza el procesamiento en modo relativo utilizando estaciones IGS (que el servicio mismo selecciona) para la determinación de las coordenadas de la estación de interés. Los archivos son requeridos en formato RINEX, y deben ser observados en modo estático por receptores de doble frecuencia. SCOUT utiliza archivos de órbitas precisas y de corrección de reloj provistos por IGS. El acceso es a través de la dirección (<http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/SCOUT.cgi>). Las coordenadas calculadas están referidas a ITRF 2005.

Los datos procesados corresponden a días julianos para cada año de registro para los meses de Marzo de 2009 (días 75, 77, 80), Noviembre de 2008 (días 318, 319) y Julio de 2007 (días 182, 184). La tabla 2 resume las diferencias entre las coordenadas de UNSJ calculadas por cada servicio y las coordenadas oficiales de UNSJ publicadas y computadas por IGN, las cuales están referidas al marco geodésico de Argentina POSGAR 07 (Posiciones Geodésicas Argentinas 2007) basado en ITRF 2005 época 2006,632 (IGN, 2009). Ellas son:

$$X= 1987485,0313 \text{ m} \quad Y= -5065493,3508 \text{ m} \quad Z= -3317557,4888 \text{ m}$$

Para el procesamiento de las coordenadas de UNSJ, el servicio SCOUT seleccionó las estaciones SANT, COPO y CONZ, ubicadas en Santiago de Chile, Copiapó y Concepción, respectivamente, distantes de UNSJ en 491 km (valor promedio). Por su parte, el servicio OPUS procesó tomando como referencia las estaciones VALP, SANT y CFAG localizadas en Valparaíso, Santiago y San Juan, respectivamente, que se encuentran a una distancia de entre 331 km y 33 km. Debe notarse que los residuos calculados (Tabla 2) contienen una componente de variaciones temporales de coordenadas debidas al movimiento natural de la Placa Sudamericana (Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut, 2009). Por otro lado, en los residuos de figura 2 esta componente ha sido eliminada.

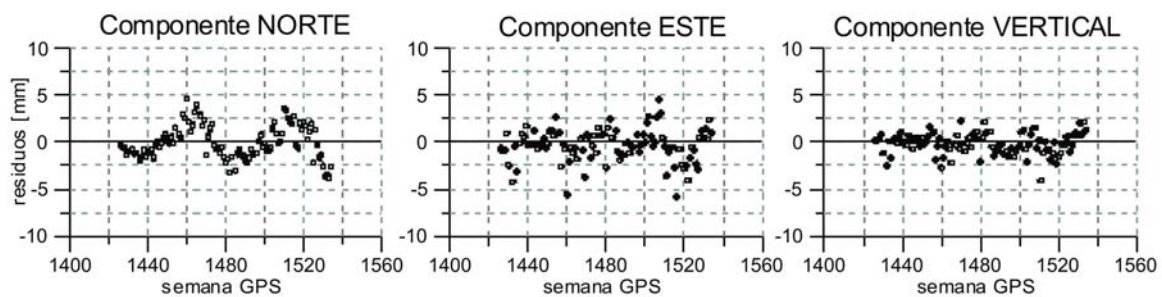


Figura 2. Residuos de las componentes Norte, Este y Vertical de UNSJ derivadas de soluciones SIRGAS-CON para el período 2007-2009. Los residuos se computaron punto a punto con respecto al ruido regional estimado en base a la estación CFAG.

A partir de las diferencias obtenidas (Tabla 2) se puede concluir que los servicios CSRS-PPP y SCOUT entregan coordenadas con precisión mejor que 10 cm para las épocas consideradas. Nótese que los días seleccionados corresponden a épocas con menor actividad (Junio-Julio) y mayor actividad de la ionosfera (Marzo y Noviembre). Ambos servicios de procesamiento ofrecen resultados con errores centimétricos y por lo tanto su uso podría recomendarse a usuarios diversos para el procesamiento de un mayor número de observaciones, aunque para algunos fines sería conveniente realizar más comprobaciones que garanticen su fiabilidad.

Tabla 2. Diferencias medias entre las coordenadas de UNSJ calculadas por los servicios de procesamiento CSRS-PPP y SCOUT y las coordenadas fiduciales POSGAR 07 calculadas por IGN, para los días juliano y año indicados en cada caso. σ es el desvío estándar.

Días 075, 077, 080, Año 2009

	ΔX [cm] $(\overline{\Delta X} \pm \sigma)$	ΔY [cm] $(\overline{\Delta Y} \pm \sigma)$	ΔZ [cm] $(\overline{\Delta Z} \pm \sigma)$
CSRS-PPP	5,870 \pm 0,200	-8,587 \pm 0,400	-1,120 \pm 0,900
SCOUT	2,843 \pm 1,390	-0,363 \pm 0,155	3,300 \pm 1,030

Días 318, 319, Año 2008

	ΔX [cm] $(\overline{\Delta X} \pm \sigma)$	ΔY [cm] $(\overline{\Delta Y} \pm \sigma)$	ΔZ [cm] $(\overline{\Delta Z} \pm \sigma)$
CSRS-PPP	5,870 \pm 0,200	-8,420 \pm 0,500	-2,120 \pm 0,950
SCOUT	2,095 \pm 1,730	-0,430 \pm 0,125	2,740 \pm 1,250

Días 182, 184, Año 2007

	ΔX [cm] $(\overline{\Delta X} \pm \sigma)$	ΔY [cm] $(\overline{\Delta Y} \pm \sigma)$	ΔZ [cm] $(\overline{\Delta Z} \pm \sigma)$
CSRS-PPP	3,370 \pm 0,300	-8,420 \pm 0,700	-4,120 \pm 1,400
SCOUT	0,445 \pm 1,560	0,300 \pm 0,080	2,235 \pm 1,060

CONCLUSIONES

Luego de más de dos años de funcionamiento ininterrumpido, se realizó un control de calidad de las observaciones colectadas por la estación GPS permanente UNSJ que abarca dos aspectos: el análisis de las observaciones crudas y el monitoreo de la estabilidad. Las gráficas presentadas proveen una herramienta sencilla y clara para que los usuarios y operadores del sistema puedan controlar el funcionamiento de UNSJ. Cualquier problema en el equipo o cambios en las condiciones ambientales de rastreo pueden ser detectadas y eventualmente corregidas.

A partir del análisis de los datos crudos realizado con el programa de preprocesamiento TEQC se concluye que: el número de observaciones diarias exhibe una efectividad superior al 98% de modo que la pérdida de datos es reducida; el número de saltos de ciclo/observaciones es muy reducido (< 0,1 %); los valores de multipath mp1 y mp2 muestran valores medios de 57,5 cm y 64,0 cm, respectivamente.

Para el período analizado, la regularidad de estos índices indicaría que no se han producido cambios en el medio ambiente de la antena UNSJ. En síntesis, el desempeño del receptor UNJS es muy bueno y el ruido del medio ambiente de la estación es muy bajo.

El monitoreo de las coordenadas UNSJ usando soluciones SIRGAS-CON demuestra la estabilidad de UNSJ, que para el período 2007-2009 ha producido coordenadas con errores menores a ± 5 mm. Las coordenadas de UNSJ calculadas por los servicios de procesamiento online de posicionamiento absoluto CSRS-PPP y de posicionamiento relativo SCOUT cuando son comparadas con las coordenadas fiduciales de UNSJ muestran residuos siempre inferiores a 10 cm. Nuestra prioridad a futuro es la implementación de un sistema automático de monitoreo continuo de la calidad de los datos de UNSJ, accesible tanto a los administradores como a los usuarios.

REFERENCIAS

- Beavan, R.J., 2005. Noise properties of continuous GPS data from concrete pillar geodetic monuments in New Zealand, and comparison with data from US deep drilled braced monuments. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 110(B8): B08410, doi:10.1029/2005JB003642.
- Brown, N., A. Kealy, J. Millner, P. Ramm and I. P. Williamson, 2002. Quality control and integrity monitoring of the Victorian GPS reference network. *Proceedings of FIG XXII International Congress*, 19-26 April, Washington D.C. USA, Commission 5, 1-13.
- Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut, 2009. IGS Regional Network Associate Analysis Centre for SIRGAS (IGS RNAAC SIR). Disponible en: <<http://www.dgfi.badw.de/index.php?id=123>>. Acceso 27 de octubre de 2009.

- Herrada, A., S. Miranda, J. Sisterna, C. Fuentes, O. Torres Lobato, H. Pintos y R. Smalley (Jr), 2007. Establecimiento, Operación y Aplicaciones de la Estación GPS Permanente UNSJ. Revista CIENCIAS de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. 11 (1): 117-122.
- Hugentobler, U., S. Schaer and P. Fridez, 2001. BERNESE GPS Software Version 4.2, 650 Astronomical Institute, University of Berne, 515 pp.
- IGN, 2009. <<http://www.ign.gov.ar/DescargaRamsac>>. Acceso 27 de octubre de 2009.
- Ray, J. and K. Senior, 2003. Geodetic techniques for time and frequency comparisons using GPS phase and code measurements. Metrologia, 40, 215-232.
- Seeber, G., 2003. Satellite Geodesy. Foundations, methods and applications. 2nd. Edition. Walter de Gruyter. Berlin-New York, 2003. 588 pp.
- Estey, L. H. and C. M., Meertens, 1999. TEQC: the multi-purpose toolkit for GPS/GLONASS data. GPS Solutions, V3, 1: 42-49.
- Takacs, B. and C. Bruyninx, 2001. Quality Checking the Raw Data of the EUREF Permanent Network. Proceedings EUREF Symposium, May 16 - 18, 2001, Dubrovnik, Croatia, 10 pp.
- Yeh, T. K., C. S. Wang, B. F. Chao, C. S. Chen and C. W. Lee, 2007. Automatic data-quality monitoring for continuous GPS tracking stations in Taiwan. Metrologia, 44, 393-401.
- Yeh, T. K., Y. A. Liou, C. S. Wang and C. S. Chen, 2008. Identifying the degraded environment and bad receivers setting by using the GPS data quality indices. Metrologia, 45: 562-570.