

ISSN EN LÍNEA 1852-7744

VOLUMEN 39 (2) 2014



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

SEDIMENTOLOGIA DE LAS FORMACIONES IRENE Y LA TOMA DEL NEOGENO DE LA CUENCA DE CLAROMECO, BUENOS AIRES

SEDIMENTOLOGY OF THE IRENE AND LA TOMA FORMATIONS FROM THE NEOGENE OF THE CLAROMECÓ BASIN, BUENOS AIRES.

Federico Isla¹, Alejandro Dondas² y Cristian Oliva³

¹ Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario. Universidad Nacional de Mar del Plata, Mar del Plata;
fisla@mdp.edu.ar

² Museo Municipal de Ciencias Naturales Lorenzo Scaglia, Plaza España, Mar del Plata; adondas@gmail.com

³ Museo Municipal de Ciencias Naturales Carlos Darwin. Urquiza 123, Punta Alta; cristianoliva78@yahoo.com.ar

RESUMEN

La cuenca de Claromecó se ubica entre los positivos de Tandil y Ventania. La Formación Irene fue definida para el ámbito del sudoeste de esta Pampa Interserrana, Buenos Aires, para margas claras diaclasadas y lajadas que alcanzan 7 m de espesor en la Estación Irene del Ferrocarril General Roca. Estas rocas que comprenden lo que fue denominado "Araucanense" están subyaciendo limos arenosos carbonáticos rojizos que corresponden a sedimentos pampeanos de la Formación La Toma. De acuerdo a los contenidos fosilíferos y la presencia de escorias, estos sedimentos que coronan las lomas han sido equiparados a las Formaciones Monte Hermoso y Chapadmalal. Se postula entonces una edad pliocena para la porción aflorante (superior) de la Formación Irene y para la formación La Toma. El paisaje es de lomas coronadas por limos entoscados.

Palabras claves: *Formación Irene, Formación La Toma, Plioceno, Buenos Aires*

ABSTRACT

The Claromecó Basin is located between the horst of Tandil and Ventania. The Irene formation is defined to the west of the Interserrana ("between ranges") Plain, Buenos Aires Province, for light-coloured carbonatic siltstones with joints that sums 7 m thick at the locality close to Irene Railway Station. These rocks comprising the Araucanense are underlying reddish sandy silts assigned to the Pampean sediments of La Toma Formation. According to the fossiliferous and escoria content, these sediments were similar to those outcropping as Monte Hermoso and Chapadmalal formations. It is therefore assumed a Pliocene age for the upper levels of the Irene Formation, as well as to the La Toma Formation. The hilly landscape is crowned by silt with calcretes.

Keywords: *Irene Formation, La Toma formation, Pliocene, Buenos Aires*

INTRODUCCION

La Formación Irene fue postulada informalmente (Reig 1955) como "*Formación Geológica: Formación Irene, edad Montehermosiana, Plioceno superior...*", a partir de menciones previas de L. Kraglievich (1940b) de una "faunula Irenense". Reig en realidad sólo pretendía definir una nueva especie de cenolestino (Marsupialia; *Pliolestes tripotamicus*), descubierto por Kraglievich, Parodi y Romero en 1925, en las proximidades de la Estación Oriente. Kraglievich (1940b) había distinguido con cierta precisión los "*terrenos arauco-entrerrianos...recubiertos en muchos sitios por espesos depósitos pampeanos*" conteniendo esta faunula Irenense.

La Formación Irene fue desde entonces repetidamente citada (Goin *et al.* 1994; Goin y Pardiñas 1996; Verzi y Montalvo 2008), algunas veces con dudas (Vucetich y Verzi 1995; Verzi y Deschamps 1995). Al momento de ubicarla en un esquema estratigráfico fue correlacionada con la Formación Chapadmalal (Pascual *et al.* 1965; Goin *et al.* 1994), con la Formación Monte Hermoso (Pascual *et al.* 1965) y con sedimentos típicamente pampeanos de Bahía Blanca (Verzi y Deschamps 1995; Deschamps 2005). Recientemente, esta formación ha sido motivo de controversia sobre su contenido fosilífero, su edad y sus implicancias bioestratigráficas (Prevosti y

Pardiñas 2009). Desde la postulación del “Irenense”, se admitió que estos sedimentos estaban recubiertos “*por espesos depósitos pampeanos*” (Kraglievich 1940b). Los niveles pampeanos superiores fueron mejores proveedores de restos de mamíferos, y de allí surgieron las erróneas correlaciones con los depósitos de los acantilados de Monte Hermoso y Chapadmalal.

Frenguelli, en su excursión de 1921, no remontó el río Quequén Salado hasta las cascadas de la Estación Irene (Frenguelli 1921, 1928). Este preciso observador propuso la sincronía de Hermosense y Chapadmalense (p. 75) ambos pertenecientes al Pampeano inferior. Ambos pisos fueron considerados “*estratificados en capas irregulares, ambos forman conjuntos horizontales y ambos se comportan de la misma manera frente a las acciones erosivas y deflatorias que afectan su superficie*”. Frenguelli también destacó la similitud en color, consistencia, textura y composición de las rocas. Al momento de enumerar las coincidencias entre ambas unidades “preensenadenses” (Hermosense y Chapadmalense), apuntó:

1. ambas Formaciones tienen escorias (sin evidencias de retrabajo),
2. el color rojizo contrasta con los grisáceos que las cubren, y
3. ambas infrayacen al prebelgranense según una superficie de erosión neta y constante.

En la acalorada discusión del 26 de julio de 1924, L. Kraglievich (en Frenguelli y Outes 1924) admitió que “*entre las faunas hermosense y chapadmalense la diferencia no es muy acentuada pero existe*”, pero en otro momento de la discusión precisó que “*entre las 65 especies de la fauna mamalógica del chapadmalense, ni una sola, según Ameghino y Roveretto, se encuentra en la fauna de Monte Hermoso...*”. Años más tarde, el mismo L. Kraglievich insistió con que “*...la fauna chapadmalense es bien distinta de la hermosense y algo más moderna, aunque mucho más íntimamente relacionada con ella, que con cualquier otra fauna...*” (1940b). Ya en años anteriores, había asegurado que “*no hay razón alguna para sincronizar el chapadmalense y el hermosense...*” (Kraglievich 1923).

Tapia (1935) efectuó un pormenorizado resumen de los afloramientos araucanenses y de los espesores de estos depósitos atravesados en perforaciones. En provincia de Buenos Aires, los describe como areniscas aplacadas contra la margen sur del sistema de Tandilla (Tapia 1937) y sólo aflorantes como las areniscas rionegrenses del partido de Patagones. En el subsuelo, el Araucanense había sido repetidamente atravesado y descrito como areniscas (Tapia 1935). En la perforación de Miramar, Frenguelli y Outes (1924) habían reconocido la transición entre las areniscas araucanenses y los sedimentos pampeanos.

La Formación La Toma, en cambio, fue definida con precisión (Furque 1973, 1979) para las secciones de indudable afinidad al Pampeano, y aflorantes en las hojas 1/200.000 Sierra de Pillahuincó y Coronel Pringles.

En el sudoeste de Buenos Aires existen otros sedimentos más modernos, adosados o coronando las empinadas laderas de valles encajonados. Los sedimentos fluviales del Pleistoceno superior han sido motivo de estudios paleontológicos (Alberdi *et al.* 1988; Tomassini *et al.* 2010) y sedimentológicos (Zavala y Quattrochio 2001). El Holoceno fluvial o “Platense fluvial” (Frenguelli 1921, 1928) ha sido particularmente objeto de estudios diatomológicos.

El presente trabajo distingue litoestratigráfica como sedimentológicamente las Formaciones Irene y La Toma en las cuencas del río Quequén Salado y del arroyo Indio Rico (Fig. 1). A efecto de distinguirlos, también se consideraron los contenidos faunísticos cuya procedencia estratigráfica está asegurada para cada unidad. Se destaca en la zona la presencia de cuevas con estalactitas y estalagmitas que se relacionan a las cascadas de estos cursos fluviales del sudoeste de Buenos Aires.

MÉTODOS Y ZONA DE ESTUDIO

Los datos topográficos fueron obtenidos de las cartas 1/50.000 Irene y Oriente del Instituto Geográfico Nacional. Los perfiles fueron graficados utilizando el programa *Paleontological-Stratigraphic Interval Construction and Analysis Tool* (PSICAT, versión 1.1.8). Se utilizó el modelo digital de terreno (MDT) proporcionado desde el sitio <http://srtm.csi.cgiar.com>. Estos MDT con una resolución espacial de 90 m fueron procesados con el programa Global Mapper v.7.04 (www.globalmapper.com). Así puede reconocerse que la cuenca del río Quequén Salado separa dos sistemas de lomas, las del partido de Tres Arroyos y las del de Coronel Dorrego (Fig. 1). Esta cuenca se ubica en una posición distal de la denominada cuenca de Claromecó (Lesta y Sylwan 2005). En ese sentido, el espesor de Terciario atravesado por la perforación Paragüil es menor que el registrado en los centros de las cuencas del Colorado y del Salado, en las que fue detectada la transgresión miocena como Formaciones Barranca Final (Gerster *et al.* 2011) y Paraná (Raggio *et al.* 2011), respectivamente. Considerando que esta cuenca de Claromecó está conectada a la del Colorado, podemos referir que la transgresión miocena está representada por facies muy costeras en los acantilados de La Lobería, intercaladas entre las arenas medanosas de la Formación Río Negro (Isla y Rivero D’Andrea 1994; Zavala y Freije 2005). En ese sentido, se poseen dataciones que promedian 9.41 millones de años para esa intercalación tortoniana (Zinsmeister *et al.* 1981; Zavala

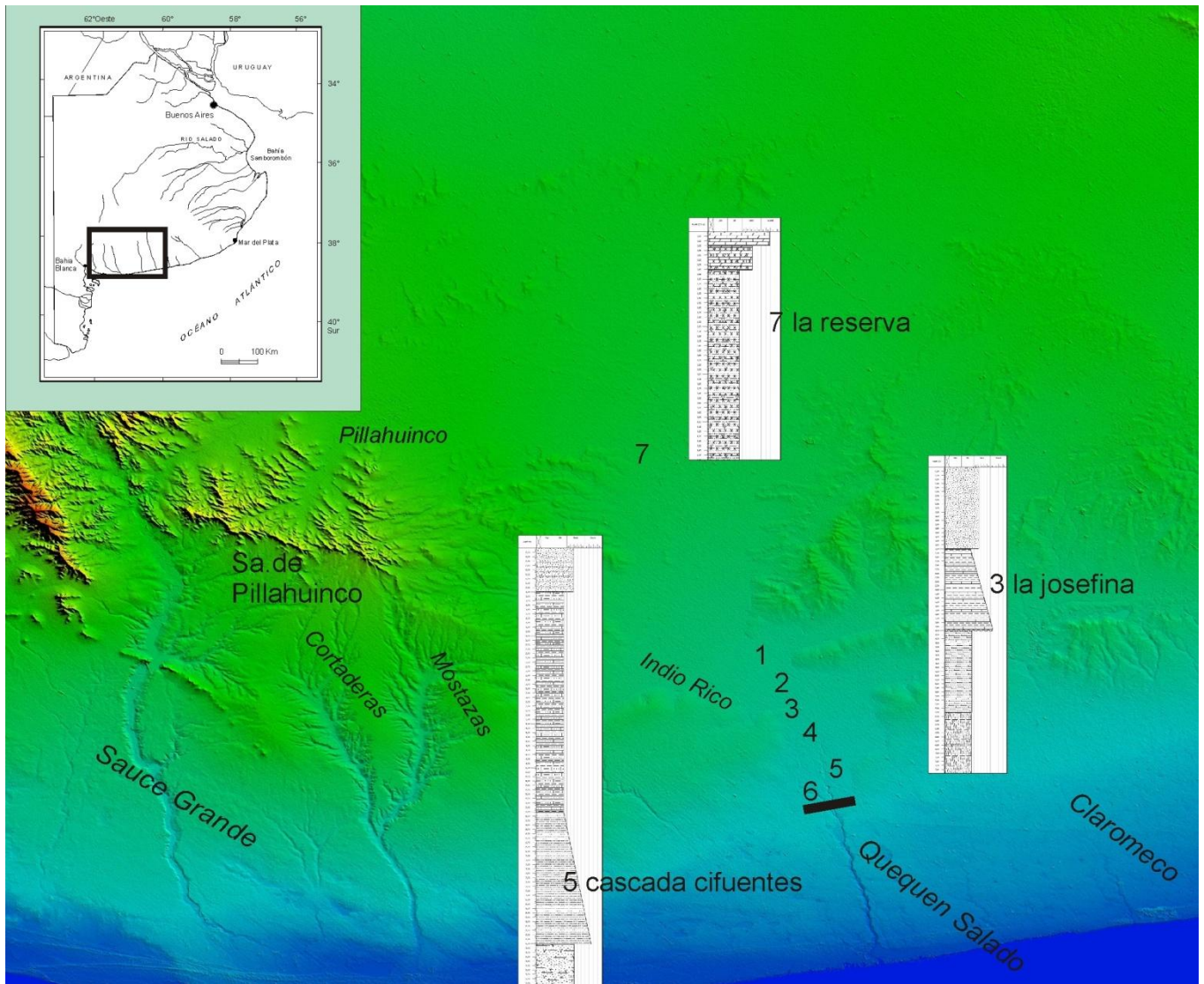


Fig. 1. Modelo digital de terreno de la cuenca del río Quequén Salado, ubicando los sitios de afloramiento de la Formación Irene y perfiles esquemáticos: 1. Puente ruta 85, 2. Estancia La Josefina, 3. Puente FFCC Irene, 4. Cascada de Irene, 5. Cascada Cifuentes, y 6. Cascada del Arroyo Indio Rico. 7. La Reserva. La línea es la traza del perfil de la figura 3.

Fig. 1. Digital terrain model of the Quequén Salado watershed, locating outcrops of the Irene Formation and schematic profiles: 1. Route 85 bridge, 2. Estancia La Josefina, 3. Irene railway bridge, 4. Irene Rapids, 5. Cifuentes Rapids, and 6. Rapids of Arroyo Indio Rico. 7. La Reserva. The line is the track of the profile of figure 3.

y Freije 2005) y de edad pliocena con valores de 4,41 millones de años para el tope de esta Formación Rio Negro (Zavala y Freije 2005). En el continente, el relleno mioceno-plioceno se habría desarrollado según dos cuencas. La del Mioceno superior estuvo limitada por el Macizo de San Rafael, Sierras Pampeanas, Bloque de Chadileuvú y el Positivo Bonaerense, en la que se habrían depositado las Formaciones Huayquerías, Cerro Azul, Arroyo Chasicó, Epecuén, La Norma, Saldungaray e Irene (Folguera y Zárate 2009). La cuenca pliocena habría sido más limitada, comprendiendo el tope de la Formación Rio Negro (limitada a la zona entre los actuales valles de los ríos Colorado y Negro), y las Formaciones de Monte Hermoso y Chapadmalal, de amplia distribución en la Pampa Interserrana.

Los perfiles estratigráficos se basan en información recabada en cortes ubicados principalmente en las cuencas media e inferior del río Quequén Salado. La cuenca superior comprende los partidos de Benito Juárez, Laprida, González Chávez y Coronel Pringles, mientras que el curso inferior del río separa los partidos de Tres Arroyos y Coronel Dorrego. Debido a que en algunos sectores la cuenca fluvial no estaba muy bien definida se practicaron varios canales sobre el río así como en los afluentes, Pillahuinco Grande y Pillahuinco Chico (Marini *et al.*, 2009). A partir del cruce con la ruta 85 (Tres Arroyos-Coronel Pringles) el río corre encajonado en cañones de más de 6 m de profundidad. Este escalón surge claramente del MDT que destaca lomas cuyos núcleos se componen de sedimentos pampeanos entoscados y coronados por tosca (Fig. 1). Las areniscas de la Formación Irene actúan

aún como límite estructural a la erosión fluvial y conforman el nivel resistente que da lugar a las diferentes cascadas.

Con el objeto de diferenciar los afloramientos de Irene de los niveles entoscados pampeanos, se muestrearon diferentes sectores dentro y fuera de la cuenca del río Quequén Salado. Estos depósitos en el tope del paisaje ondulado fueron originalmente denominados *tosca-rock* por Darwin (Zárate y Folguera 2009). En laboratorio las rocas semiconsolidadas fueron atacadas con HCl a fin de evaluar contenido en carbonatos y terrígenos. Posteriormente, los componentes clásticos fueron evaluados en relación a los porcentajes de arenas (> 0,062mm) y fangos; algunas arenas fueron tamizadas cada 0,5 unidades phi. Los resultados fueron graficados espacialmente a través de un sistema de información geográfico (Arc View 3.1) referenciado sobre el MDT antes mencionado. Con el objeto de diferenciar la composición entre cada muestra, se representaron según un diagrama triangular que distingue los porcentajes en carbonatos (sobre muestra total), arena y fango (estos dos últimos de acuerdo a la fracción clástica). Como la estratigrafía del Neógeno bonaerense se ha construido a partir de los contenidos paleontológicos, también se han relacionado los fósiles colectados en la cuenca del Quequén Salado con los registros de los acantilados de Monte Hermoso y Chapadmalal, procurando discriminar los que efectivamente fueron obtenidos de las dos Formaciones objeto de este estudio.

RESULTADOS

Tanto las descripciones de perfiles como los análisis sedimentológicos han sido redactados de acuerdo a las diferentes unidades estratigráficas reconocidas.

1. Formación Irene (Reig 1955)

Litología: La Formación Irene comprende margas (verdosas, azuladas, blanquecinas) y areniscas, que afloran en la base de los cauces del río Quequén Salado y del arroyo Indio Rico desde la ruta 85 (Tres Arroyos-Coronel Pringles) hasta las cascadas al sur de la ruta 3. Localmente se han observado margas masivas, en otros sectores estratificadas. En algunos sectores el techo de esta formación evidencia ondulaciones del orden del metro de longitud de onda que seguramente obedecen a la compactación de la tosca (Fig. 2 A).

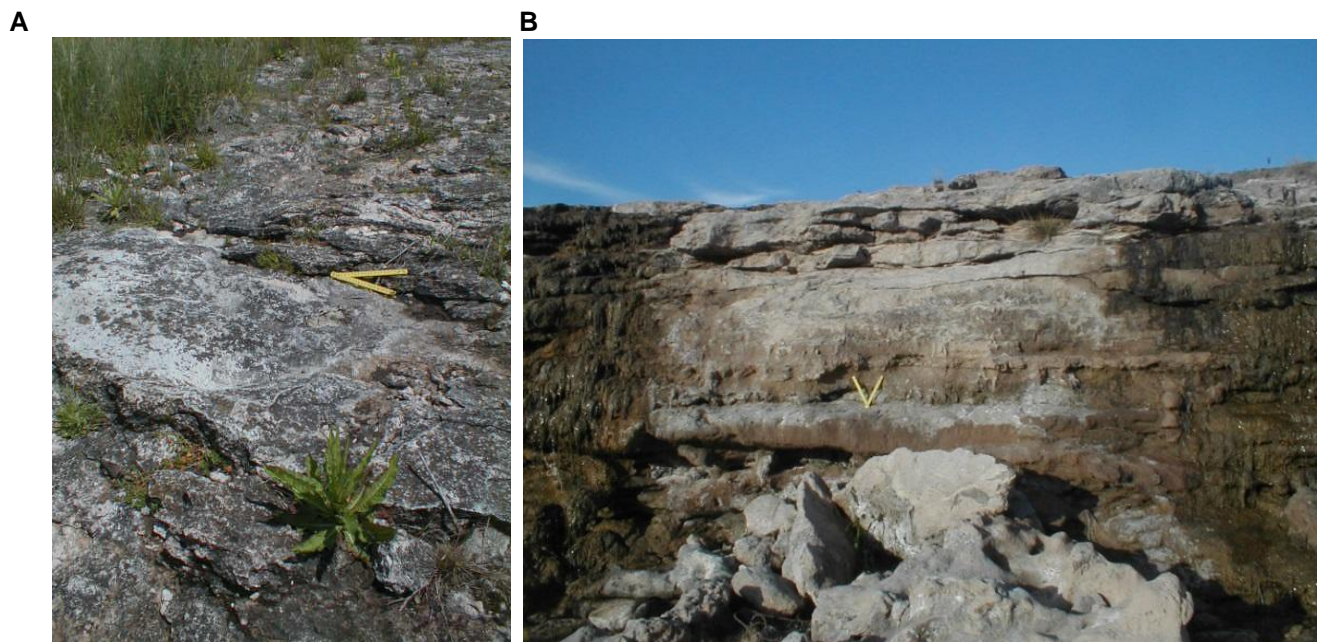


Fig. 2. A) En el puente de la ruta 85, la formación Irene aflora como lajas de margas diaclasadas y levemente plegadas. **B)** Estratos de limos y areniscas carbonáticas lajadas alternan en las cascadas cercanas a la Estación Irene.

Fig. 2. A) At the bridge of Route 85, Irene Formation outcrops as slabs of marls with joints and slightly bended. **B)** Strata of carbonatic siltstones and sandstones are alternating at the rapids of Irene Station.

Afloramientos: Se reconocieron 6 localidades, de norte a sur:

1. Puente del Quequén Salado en la ruta 85 (Tres Arroyos-Cnel. Pringles; 38° 15' 05"S; 60° 44'24"W), donde también constituyen una plataforma estructural con sedimentos limosos pampeanos que la suprayacen. Las margas se disponen en lajas con evidencias de diaclasamiento postdiagenético (Fig. 2A).

2. En las inmediaciones de la estancia La Josefina (38° 22' 23"S; 60° 44' 22"W), existe un puente sobre el río Quequén Salado donde pudo reconocerse la relación entre la Formación Irene y los sedimentos pampeanos que la sobreyacen.
3. En el puente del ferrocarril General Roca cercano a la estación Irene (38° 31' 38"S; 60°36'06"W), aflora como una plataforma estructural muy extendida.
4. Algo más al sur, en las cascadas del canal practicado en las inmediaciones de Irene (38° 32' 40"S; 60°36'37"W), esta formación logra mayor espesor (7 m). Las margas (Fig. 2B) son cubiertas por limos poco consolidados depositados como ambientes fluviales durante tiempos lujanenses.
5. En la cascada Cifuentes (38°37' 39"S; 60°36'18"W) se muestreó una limolita carbonática, cuya composición es 60% pelitas, 30% carbonatos y 10% arena muy fina (Fig. 3).
6. En la cascada del arroyo Indio Rico (localidad también denominada "El Paso"; 38°37' 37"S; 60°39'15"W), la formación Irene constituye plataformas estructurales en los remansos del arroyo (Fig. 3).

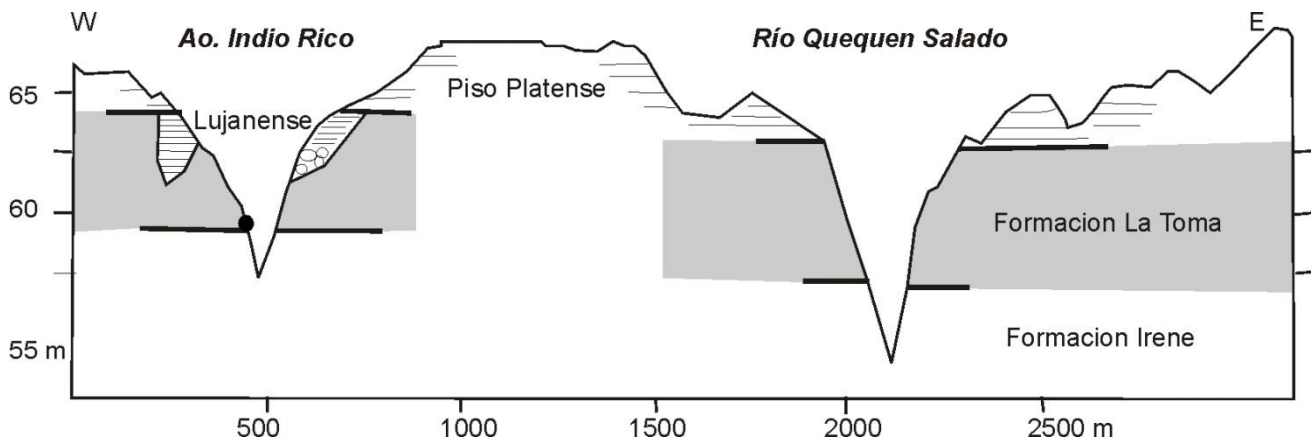


Fig. 3. Perfiles comparados entre las cascadas del Arroyo Indio Rico y del Río Quequén Salado en vecindades de Cascada Cifuentes. Las diferencias en altura son explicadas por la topografía original.
Fig. 3. Comparative profiles across the Indio Rico creek and the Quequén Salado river close to Cifuentes Rapids. Different levels are explained by topographic differences.

Localidad tipo: Se propone en la cascada del río Quequén Salado ubicada al sur del puente de FFCC de Micaela Cascallares a Irene, que denominamos Cascada Irene. En esta localidad se reconoció un nivel en que la arena (47%) supera los porcentajes de carbonato y fangos (Tabla 1). En otros sectores del oeste de la Pampa Interserrana los topos de las lomas están compuestos de rocas carbonáticas limosas con escasa arena (Fig. 4).

Localidad	Lat	Lon	% Carbonatos	% arenas	% Limo+arcilla
Cantera 3A ^o - Pringles	38,28	60,58	67,85	13,67	18,68
Puente Ruta 85	38,25	60,74	61,77	8,32	29,91
Loma Indio Rico	38,08	61,10	65,73	7,73	26,54
La Josefina	38,38	60,74	70,06	2,50	27,44
Ea. La Reserva	37,81	61,21	72,54	2,16	26,26
Pillahuincó – Indio Rico	38,28	61,04	83,37	5,86	10,50
La Esperanza	38,27	60,68	88,66	1,91	9,45
Las Oscuras	38,76	61,72	76,28	4,31	19,12
Ao. Quiñigual	37,86	61,36	69,20	7,86	22,98
Cascada Irene (arenoso)	38,54	60,60	8,88	47,79	43,75

Tabla 1. Porcentajes de carbonato, arena y fango de rocas muestreadas en la región, con detalle de sus coordenadas geográficas.
Table 1. Percentages of carbonate, sand and mud of rocks sampled at the region, with geographic coordinates.

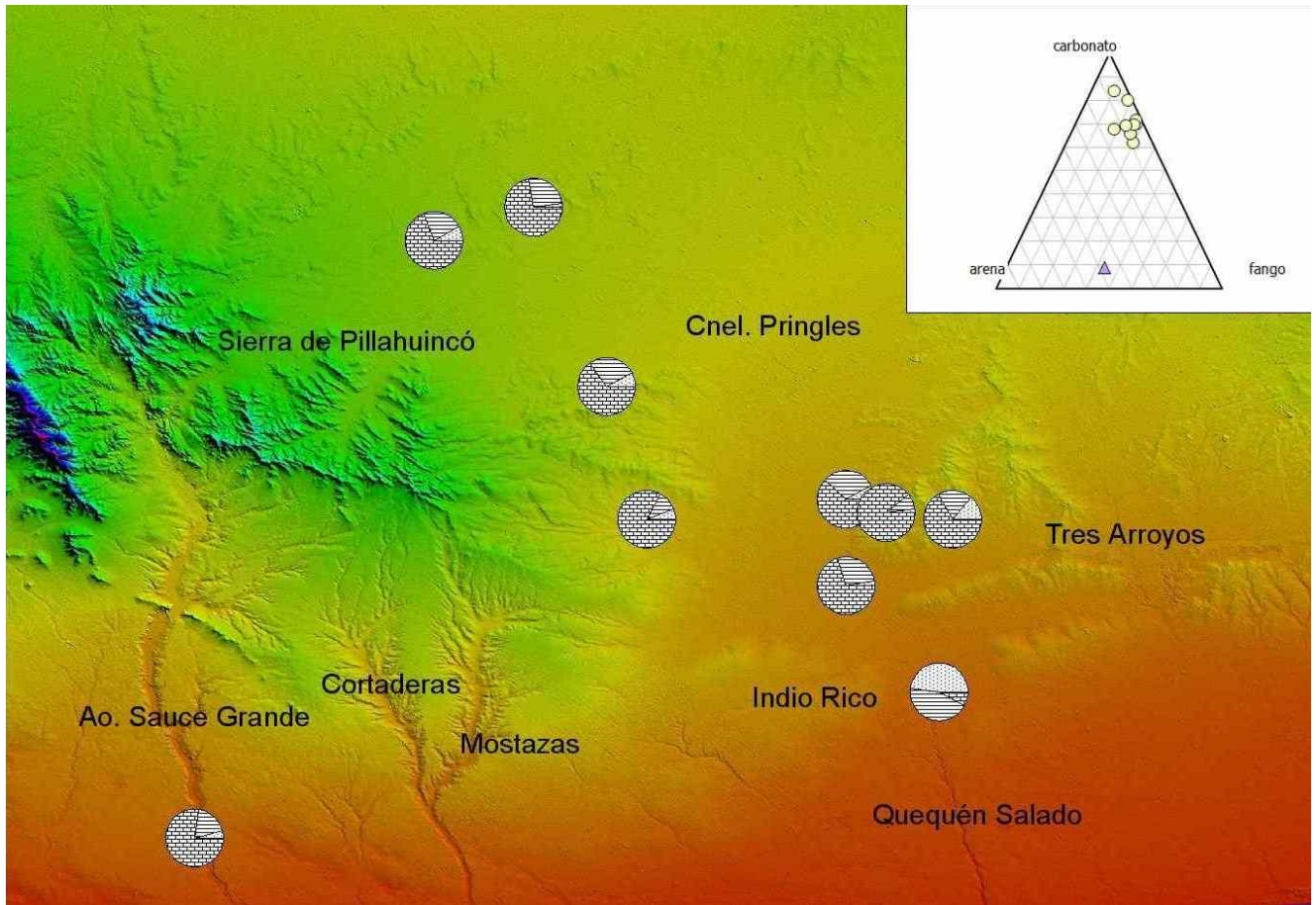


Fig. 4. Modelo digital de terreno con resultados de los análisis sedimentológicos de acuerdo al contenido de carbonato, arena y fango (limo + arcilla). En el triángulo composicional se diferencian rocas de las Formaciones Irene (triángulo) y La Toma (círculos).

Fig. 4. Digital Terrain Model with results from sediment analyses in regard to the content of carbonate, sand and mud. At the inset triangle the rocks of the Irene Formation (triangle) are discriminated from the rocks of La Toma Formation (circles).

Espeor: En la cascada Irene afloran más de 7 m de la formación homónima.

Contenido faunístico: Kraglievich (1940 a) describió con detalles un fémur de megaterio (*Megatherium isthilariti*) y una rama mandibular de un pronotroterio (*Pronohroterium parodii*) muestreados en los sedimentos de la base del valle encajonado del río Quequén Salado, distinguiendo estos niveles de los sedimentos pampeanos que los cubren. Además pudo identificar para los sectores basales del cauce del Quequén Salado, los restos de un caparazón de *Plohophorus figuratus*, entre la Cascada Cifuentes y la ruta 3.

Yacencia: No fue posible reconocer en el campo la base de esta Formación Irene. Su techo está cubierto por limos rojizos con abundantes restos de mamíferos, en algunos sectores conformando brechas, y que han sido mapeados tanto en la hoja Pillahuincó (Furque 1973) como en la de Coronel Pringles (Furque 1979).

Ambiente de depositación: El araucanense es conocido como dominado por facies eólicas muy extendidas en las provincias de La Pampa y Mendoza (Tapia 1935), y como depósitos de médanos transversales en los acantilados de Río Negro y sur de Buenos Aires (Rionegrense). En los niveles superiores del sudoeste de Buenos Aires, la Formación Irene se define como correspondiente a ambientes subaéreos con escasos niveles fluviales.

Edad: Se propone una edad mayor a Plioceno inferior por infrayacer los sedimentos montehermosenses (chapadmalalenses). A su vez, se considera que es una variación facial de las areniscas rionegrenses pliocenas perforadas en el subsuelo de los partidos de Bahía Blanca, Médanos y Patagones. Esta formación Río Negro fue datada en 9.41 millones de años AP como promedio de tres dataciones $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ obtenidas de una tufa de 2 m de espesor en el tope de los acantilados de Punta Craker (Golfo Nuevo, Chubut; Zinsmeister *et al.* 1981). No

obstante, otro nivel de vidrio riolítico (libre de material terrígeno) fue muestreado cerca del tope de las barrancas del Río Negro en Carmen de patagones. En este caso la datación por trazas de fisión dio una edad de 4.41 ± 0.5 Ma indicando una edad pliocena para esta ceniza intercalada en un nivel fluvio palustre (Bigazzi *et al.* 1995; Alberdi *et al.* 1997; Zavala y Freije 2005). La Formación Saldungaray comprende desde limos rojizos loesoides a estratos arenosos hacia la base que fueron asignados al rionegrense en la perforación de Saldungaray. Se le asignó una edad pliocena aunque algunos niveles serían del Pleistoceno (Furque 1973). Es por estas características contradictorias o confusas de la Formación Saldungaray que se ha preferido mantener el nombre original de Formación Irene que está perfectamente definida en la localidad tipo. La presencia de restos de *Xenodontomis ellipticus* ha inducido a postular una edad Huayqueriense (Mioceno superior) correlacionándola con otras formaciones de la Pampa (Verzi y Deschamps 1995; Deschamps 2005; Verzi y Montalvo 2008; Quattrocchio *et al.* 2008). Como esta sucesión evolutiva de roedores en que se postulaban estas edades ha sido cuestionada (Prevosti y Pardiñas 2009), se considera más plausible la edad pliocena en relación al nivel superior de arenas datadas de la Formación Río Negro.

2. Formación la Toma (Furque 1973)

Existen varias denominaciones que se han utilizado en la región para los limos rojizos pampeanos. Por ejemplo, la Formación Monte Hermoso es sin duda la más conocida, aunque ha sido objeto de discusiones acerca de si constituye una única unidad (Zavala y Navarro 1993; Tomassini *et al.* 2013) o dos diferenciables como Monte Hermoso típica y pampeana (Bonaparte 1960; Cione y Tonni 1995). La Formación La Toma fue definida para sedimentos pampeanos extendidos tanto al pie de la Sierra Pillahuinco como en las proximidades de Coronel Pringles (Furque 1973, 1979). La porción superior de la Formación Saldungaray fue definida como de limos loessoides pardo rojizos aflorantes en las barrancas del río Sauce Grande pero que en profundidad se continúan con areniscas rionegrenses, alcanzando un espesor de 335 m (Furque 1973; Rabassa 1989). Se ha preferido entonces utilizar la unidad estratigráfica La Toma para evitar confusión respecto a las diferentes acepciones de la Formación Monte Hermoso, y la extensa edad y espesor atribuido a la Formación Saldungaray.

Litología: Está compuesta por limos arenosos rojizos. Estos sedimentos pampeanos se inician con brechas y gravas en la Cascada Cifuentes (Fig. 5) y en los rápidos del puente de la ruta 85. En la cascada del Indio Rico los limos gruesos tienen un valor medio de 4,4 unidades phi, con un 20% de arena muy fina (desvío estándar 1,94). Se describieron niveles con escorias y tierras cocidas, y cuevas pequeñas rellenas en el perfil de Cascada Cifuentes.

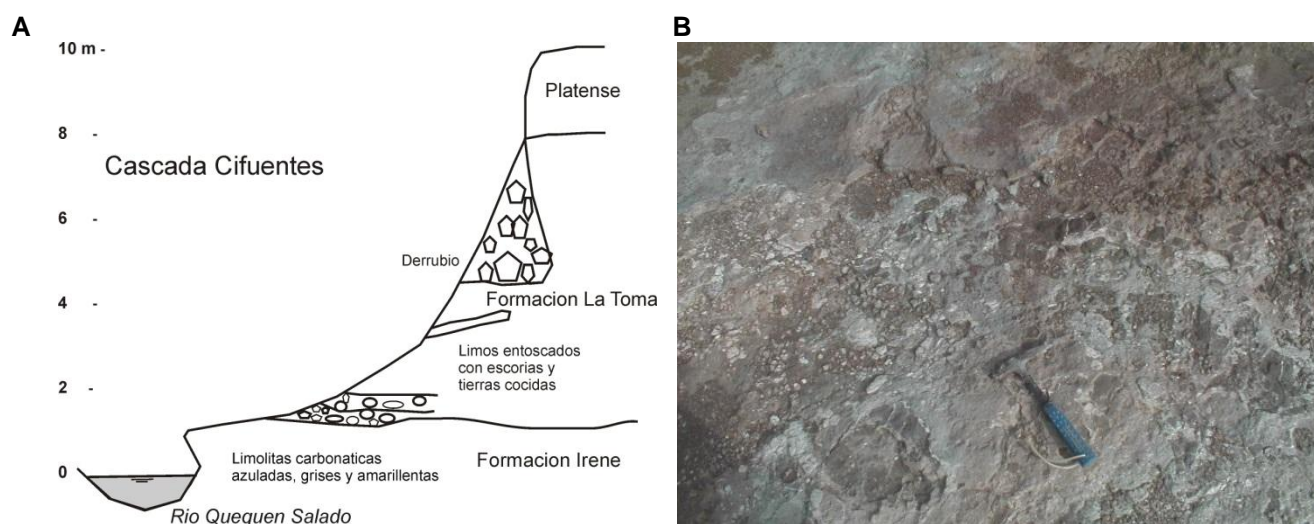


Fig. 5 A) Perfil esquemático de la Cascada Cifuentes. **B)** Brechas y gravas de la base de la Formación La Toma.
Fig. 5 A) Sketch of the profile of the Cifuentes Rapids. **B)** Lag breccia and gravel at the base of the La Toma Formation.

Afloramientos: Se reconoce en 4 localidades donde también aflora la Formación Irene (río Quequén Salado y arroyo Indio Rico) y en cortes del río Sauce Grande.

Localidad tipo: De acuerdo a la descripción original, la localidad tipo se ubica en las barrancas del lago de La Toma, 15 km al SE de Saldungaray (Furque 1973).

Espesor: En esa localidad tipo alcanza 14 m, aunque Furque (1973) le asigna 40 m. En las cascadas en los cursos fluviales Quequén Salado e Indio Rico, estos sedimentos no superan los 5 m.

Contenido faunístico: La fauna de mamíferos exhumada en las localidades de Cascada Cifuentes (Quequén Salado) y El Paso (Indio Rico) indica una edad pliocena (Montehermosense – Chapadmalalense) ya manifestadas por otros autores (Goin *et al.* 1994).

Yacencia: En las cascadas de los cursos de agua (Quequén Salado, Indio Rico), estos afloramientos permiten observar el límite entre los terrenos araucanenses y los pampeanos. La secuencia se inicia con brechas y gravas en la Cascada Cifuentes (Fig. 4) y en los rápidos del puente de la ruta 85.

Ambiente de depositación: Estos sedimentos pampeanos se depositaron en condiciones subaéreas evidenciadas por la presencia de paleocuevas (crotovinas) de pequeñas dimensiones en una planicie fluvial (Fig. 5), y con facies subaéreas efímeras (paleocanales) o permanentes (facies de *point bars*).

Tectónica: En la hoja Coronel Pringles, la Formación La Toma fue ascendida según bloques (Furque 1979). Estas fallas de alto ángulo han sido graficadas entre Ventania y Coronel Pringles (Lesta y Sylwan 2005). Esta tectónica también es evidente por los sistemas de lomadas que se disponen tanto al oeste como al este del cañón del río Quequén Salado (Fig. 1).

3. Cuaternario (Lujanense y Platense)

Los valles encajonados del río Quequén Salado y del arroyo Indio Rico cortan depósitos pleistocenos lujanenses y holocenos platenses (Fig. 3). Los depósitos pleistocenos han dado restos asignables a la edad-mamífero Lujanense (Alberdi *et al.* 1988). Mientras los sedimentos lujanenses se dan como rellenos de cauces, con gravas de tosca en la base y laminados hacia el tope (Fig. 3), los platenses evidencian depósitos más extendidos, bien estratificados, que dominan los topes de las secuencias y terminaron de rellenar los cauces hasta las cotas de agradación de esta llanura ondulada (Frenguelli 1928). Se supone que las estalactitas y estalagmitas de los cauces del Quequén Salado e Indio Rico se originaron durante el Cuaternario pero no se ha podido precisar desde cuando.

DISCUSIÓN

La asignación de una edad huayqueriense para la Formación Irene se basó en fósiles muestreados en sedimentos aflorantes en Paso del Médano, Cascada Cifuentes, Irene y otros perfiles del arroyo Indio Rico y río Quequén Salado (Goin y Pardiñas 1996; Prevosti y Pardiñas 2009). Sin embargo, al no estar definidos con precisión los perfiles muestreados, no es posible distinguir si los restos de vertebrados provienen de las sedimentitas lajadas de la base o de los limos pampeanos que las sobreyacen. La estratigrafía de la región fue definida por contenidos fosilíferos de dudosa procedencia que originaron sesgos y confusiones. Se estableció así una estratigrafía basada exclusivamente en las capas portadoras de fósiles soslayando los espesores de sedimento atravesados en perforaciones. La mayor importancia de los afloramientos de las cascadas de Irene es el registro de la transición del Araucanense al Pampeano. Si bien algunos atribuyen los afloramientos de Monte Hermoso y Chapadmalal como cronoestratigráficamente pertenecientes al Araucanense (Kraglievich 1940a), litoestratigráficamente se reconoce una superposición de la serie pampeana mayormente limosa, sobre la serie araucana mayormente arenosa, y reconocida principalmente en las perforaciones de Pedro Luro, Arroyo El Durazno y Ojo de Agua (Frenguelli 1921; Frenguelli y Outes 1924; Tapia 1935, 1937). Es indudable que los 57 m de espesor de sedimentos pampeanos sumados por J. L. Kraglievich (1952) en los acantilados al sur de Mar del Plata, están condensados en esta región de cascadas del sudoeste de la Pampa Interserrana. En la perforación del arroyo El Durazno (General Alvarado) se atravesaron 95 m de areniscas pliocenas por debajo de la Formación Chapadmalal (Frenguelli y Outes 1924). El Araucanense arenoso fue identificado con precisión en las perforaciones efectuadas entre las sierras de La Vigilancia y La Peregrina (Tapia 1937). En la perforación 3 de Villarino, en campos de don Pedro Luro, se describieron unos 120 m de areniscas azules correspondientes al rionegrense sobre unos 150 m de arcillas verdes con niveles de yeso y conchillas (descripción en archivo del SEGEMAR).

Las escorias de las cascadas podrían corresponder al nivel datado de la Formación Chapadmalal (Schultz *et al.* 1998), y la brecha por debajo marca el límite entre la serie araucanense y pampeana (Fig. 5 A).

La Formación Monte Hermoso siempre se consideró de edad semejante o más vieja que la Formación Chapadmalal (J. L. Kraglievich 1952) que fue datada en su porción superior en 3.3 Ma (Schultz *et al.* 1998). La datación de 1.7 ± 0.4 Ma de una ceniza del tope de la Formación Monte Hermoso (Bigazzi *et al.* 1996) ha llevado a proponer que la Formación Puerto Belgrano, originalmente considerada del Pleistoceno superior ("Belgranense", según Zavala 1993; Zavala y Navarro 1993) fuera reconsiderada como del Pleistoceno inferior (Zavala y

	Monte Hermoso cliffs (1)	Quequén Salado River (2)	Chapadmalal cliffs (3)
Lujanense		<i>Sclerocalyptus sp</i> <i>Scelidotherium leptocephalum</i> <i>Lestodon sp</i> <i>Lama guanicoe</i> <i>Eqqus (Amerhippus) cf. curvidens</i> <i>Elygmodontia typus</i> <i>Reithrodon auritus</i> <i>Microcavia australis</i> <i>Ctenomys sp</i>	
Pampeano	<i>Argyrolagus sp</i> <i>Didelphis sp.</i> <i>Hyperdidelphis inexpectata</i> <i>Paradidelphis sp</i> <i>Cladodidelphis sp</i> <i>Sparassocynus sp</i> <i>Plohophorus sp.</i> <i>Urotherium sp</i> <u><i>Trigodon gaudryi</i></u> <u><i>Proscelidodon patrius</i></u> <i>Scelidodon sp</i> <i>Pithanotomys columnaris</i> <u><i>Eumysops sp.</i></u> <u><i>Actenomys priscus</i></u> <i>Eucoelophorus sp</i> <i>Palaeocavia impar</i> <i>Orthomyctera sp</i> <u><i>Neocavia depressidens</i></u> <i>Cavidon sp</i> <i>Microcavia sp.</i> <i>Paradolichotis sp</i> <u><i>Protohydrochoerus sp</i></u>	<i>Argyrolagus sp.</i> <i>Pliolestes tripotamicus</i> <i>Hyperdidelphis inexpectata</i> <i>Ringueletia sp</i> <i>P. figuratus</i> <i>Urotherium sp.</i> <i>Pithanotomys columnaris</i> <i>Actenomys priscus</i> <i>Paleocavia impar</i> <i>Neocavia sp.</i> <i>Dolicavia minuscula</i> <i>Microcavia sp</i>	<i>Microtragulus erigi</i> <i>Argyrolagus scagliai</i> <i>Lutreolina tracheia</i> <i>Tylophrops chapadmalensis</i> <i>Didelphis reigi</i> <i>Didelphis crucialis</i> <i>Hyperdidelphis inexpectata</i> <i>Thylatherium cristatum</i> <i>Thylacosmilus atrox</i> <i>Sparassocynus derivatus</i> <i>Doellotatus chapalmalensis</i> <i>Macrochorobates chapadmalensis</i> <i>Chorobates recens</i> <i>Macroeufractus retusus</i> <i>M. outesi</i> <i>Plaina intermedia</i> <i>Ringueletia simpsoni</i> <i>Tolypeutes sp</i> <i>Pampatherium sp.</i> <i>Chaetophractus villosus</i> <i>Zaedyus pichiy</i> <i>Plohophorus sp.</i> <i>P. figuratus</i> <i>Plohophoroides conterminus</i> <i>Urotherium sp.</i> <i>U. simplex</i> <i>Trachycalyptus chapadmalensis</i> <i>Paraglyptodon chapadmalensis</i> <i>Pronototherium typicum</i> <i>Diheterocnus sanmartini</i> <i>Plesiomegatherium sp.</i> <i>Proscelidodon patrius</i> <i>Glossotherium chapadmalense</i> <i>Scelidotherium parodii</i> <i>Akodon kermacki</i> <i>Reithrodon auritus</i> <i>Graomys dora</i> <i>Dankomys simpsoni</i> <i>Eumysops sp.</i> <i>Actenomys sp.</i> <i>Pithanotomys chapadmalensis</i> <i>Actenomys priscus</i> <i>Eucoelophorus chapadmalensis</i> <i>Paramyocastor diligens</i> <i>Palaeocavia chapadmalense</i> <i>Orthomyctera sp.</i> <i>Neocavia depressidens</i> <i>Cavidon australis</i> <i>Dolicavia minuscula</i> <i>Cardiomys australis</i> <i>Microcavia chapadmalensis</i> <i>Dolichotis sp.</i> <i>Protohydrochoerus perturbidus</i> <i>Chapalmatherium novum</i> <i>Telicomys gigantissimus</i> <i>Lagostomus sp.</i>

	<p><i>Telicomys sp</i></p> <p><i>Lagostomopsis sp</i></p> <p><i>Promachrauchenia sp.</i> <u><i>Alitoxodon sp</i></u></p> <p><i>Xotodon</i></p> <p><i>Pseudotypotherium insigne</i> <i>Paedotherium sp.</i> <i>Tremacyllus</i> <i>Ceratophrys s.</i></p> <p><i>Mesembriornis</i> <i>Heterorhea</i> <i>Tinamisornis</i> <i>Dryornis</i></p>	<p><i>P. typicum</i> <i>P. bonaerense</i></p> <p><i>Argyrolagus sp.</i></p>	<p><i>Cyonasaua lutaria</i> <i>Chapadmalania ortognatha</i> <i>Brachytherium sp.</i> <i>Neolicaphrium sp.</i> <i>Promacrauchenia sp.</i></p> <p><i>P. chapadmalense</i> <i>Xotodon sp.</i> <i>Toxodon chapadmalensis</i> <i>Pseudotypotherium sp.</i> <i>Paedotherium typicum</i> <i>P. bonaerense</i> <i>Tremacyllus impresus</i> <i>Argyrohyus chapadmalensis</i> <i>Platygonus scagliai</i> <i>Lama sp.</i></p>
Fm. Irene (4) (5)		<p><i>Pliolestes tripotamicus</i> <i>Plohophorus figuratus</i> <i>Megatherium isthilariti</i> <i>Pronototherium parodii</i> <i>Chasicotatus sp.</i> <i>Doellotatus sp.</i> <i>Macrocharobates sp.</i> <i>Macroeuphractus sp.</i> <i>Eoesclerocalyptus cf. E.</i> <i>tapinocephalus</i> <i>Paleocavia sp.</i> <i>Dolicavia sp.</i> <i>Neophanomys sp.</i> <i>Pseudoplataeomys sp.</i> <i>Xenodontomys ellipticus</i> <i>Lagostomus sp.</i> <i>Paedotherium cf. P. minor</i></p>	

Tabla 2. Comparación de las asociaciones faunísticas de los acantilados Monte Hermoso y Chapadmalal, y barrancas del Río Quequén Salado.

(1) Modificado de Kraglievich (1940); Bonaparte (1960); Tonni *et al.* (1992) y Cione y Tonni (1995) (los subrayados corresponden a la biozona basal de Cione y Tonni (1995)).

(2) Modificado de Alberdi *et al.* (1988); Straccia *et al.* (1991); Goin *et al.* (1994).

(3) Modificado de Vizcaíno *et al.* (2004).

(4) Modificado de Kraglievich (1940a).

(5) Modificado de Oliva *et al.* (2010).

Table 2. Comparison between the fauna assemblages of the coastal cliffs of Monte Hermoso and Chapadmalal, and the bluffs of the Quequén Salado River.

(1) Modified after Kraglievich (1940); Bonaparte (1960); Tonni *et al.* (1992) and Cione and Tonni (1995) (underlined species assumed those that characterized the biozones of Cione and Tonni (1995)).

(2) Modified after Alberdi *et al.* (1988); Straccia *et al.* (1991); Goin *et al.* (1994).

(3) Modified after Vizcaíno *et al.* (2004).

(4) Modified after Kraglievich (1940a).

(5) Modified after Oliva *et al.* (2010).

Quattrocchio 2001). Si se pudiera correlacionar este nivel alto del mar que afectó la cuenca del Río Sauce Grande y al arroyo Las Mostazas con la que afectó la zona de Claromecó datada por U/Th en $93,500 \pm 3.500$ años AP (Isla *et al.* 2000) se lograría resolver esta cuestión.

Las cascadas de los cursos Indio Rico y Quequén Salado deben su origen a la resistencia de las areniscas de la Formación Irene. Los estromatolitos de la Cascada Grande o Cifuentes se originaron de aguas carbonatadas que percolan sobre estas rocas. Las cascadas de Irene están particularmente relacionadas también a cavernas con desarrollo de estalactitas y estalagmitas de considerables dimensiones. En otros sitios de la provincia de Buenos Aires, en cambio, existen cascadas pero de menor desnivel y originadas por niveles de tosca dentro de los limos pampeanos (i.e. Quequén Grande, Arroyo La Ballenera).

La comparación de la fauna reconocida en los sedimentos pampeanos de las cascadas reúne algunas similitudes con las de Monte Hermoso y Chapadmalal (Tabla 2). Considerando los contenidos faunísticos de Monte Hermoso y Chapadmalal, se ha intentado diferenciarlos (Prado y Ortiz Jaureguizar 1989). Cione y Tonni (1995) propusieron 3 biozonas para el Plioceno inferior y medio.

1. la biozona de *Trigodon gaudryi*.
2. la de *Neocavia depressidens*, y
3. la de *Paraglyptodon chapadmalensis*.

La primera es de edad montehermosense, mientras que 2 y 3 son de edad chapadmalense inferior y superior. 1 y 2 fueron definidas para las barrancas de Monte Hermoso, mientras que la tercera sería exclusiva de los acantilados de Chapadmalal (Cione y Tonni 1995). Para el SO de la provincia de Buenos Aires, Deschamps (2005) reconoce una única biozona pliocena compuesta por *Actenomys priscus*, *Plohophorus cuneiformes*, *Promachrauchenia* y *Pseudotypotherium*. Sin embargo, reconoce una biozona más antigua conteniendo restos de *Xenodontomys ellipticus* que asigna al Mioceno tardío (Huayqueriense), pero dentro de limos arenosos rojizos pampeanos (Deschamps 2005). En el presente trabajo, se ha desechado una edad tan vieja para las porciones inferiores del Pampeano ya que ello implicaría hacer aún más vieja la Formación Irene, llevando la totalidad de la infrayacente Formación Río Negro a edades también miocenas y desechando las edades pliocenas de la Formación Río Negro superior (Alberdi *et al.* 1997; Zavala y Freije 2005). La presencia de *Plohophorus*, *Ringueletia*, *P. typicum* y *Neocavia* no hacen más que confirmar nuevamente la edad Montehermosense - Chapadmalalense para los limos arenosos de Cascada Cifuentes, evidenciada además por la asociación: *Hyperdidelphys inexpectata* - *Hyperdidelphys parvula* - *Paedotherium bonaerense* - *Actenomys*.

Los modelos digitales de terreno lograron demostrar que el sistema de lomadas entre Ventania y Coronel Pringles se vincula a los depósitos pleistocenos elevados mencionados por Furque (1979) que también mencionan Lesta y Sylwan (2005) para el subsuelo de la cuenca de Claromecó.

CONCLUSIONES

1. La Formación Irene está compuesta de margas y areniscas carbonáticas (azuladas, blanquecinas) que contienen restos de *Plohophorus figuratus*. En virtud de la falta de precisión estratigráfica, no es posible asegurar si los restos de megamamíferos (*Megatherium* y *Pronothrotherium*) descritos por Kraglievich, y del marsupial *Pliolestes* (cenoléstido) descrito por Reig, provienen efectivamente de la Formación Irene.
2. Por encima de la Formación Irene se ubican limos arenosos rojizos de afinidad pampeana que corresponden a la Formación La Toma. Los contenidos faunísticos de estos limos, así como la presencia de escorias, inducen a asignarle edades Montehermosenses - Chapadmalalenses.
3. La presencia de lomas en cuyos topes afloran las sedimentitas entoscadas pliocenas confirman una tectónica cuaternaria de bloques fallados en las cabeceras de la cuenca de Claromecó mencionados por otros autores.

Agradecimientos: Vicente Di Martino participó del manuscrito original. Lamentablemente su deceso hace unos años ha impedido su participación en esta nueva versión. Los autores quieren manifestar su profundo agradecimiento para con Vicente que estuviera a cargo del Museo Municipal de Ciencias Naturales de Monte Hermoso durante muchos años. Nora Cabaleri (CONICET, INGEIS) describió los estromatolitos muestreados en las cascadas del Quequén Salado. Dos revisores anónimos solicitaron precisiones que ayudaron a mejorar el manuscrito y evitar interpretaciones erróneas.

REFERENCIAS

- Alberdi, M. T., Menegaz, A. N., Prado, J. L. y E. P. Tonni, 1988. La Fauna local Quequén Salado- Indio Rico (Pleistoceno tardío) de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Aspectos paleoambientales y bioestratigráficos. *Ameghiniana* 25 (3): 225-236.
- Alberdi, M. T., Bonadonna, F. P. y E. Ortiz, 1997. Chronological correlation, paleoecology and paleogeography of the Late Cenozoic South American Rionegran land-mammal fauna: a review. *Revista Española de Micropaleontología* 12: 249-255.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F. P., Leone, G. y Zanchetta, G., 1995. Primeros datos geoquímicos y geocronológicos a partir de algunas cineritas del área bonaerense. En Alberdi, M. T., Leone, G. and Tonni, E. P. (eds.) Evolución biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Monografías del Museo Nacional de Ciencias Naturales 12, Consejo Superior de Investigaciones Científicas: Madrid, 107-118, España.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F. P. y P. Zanchetta, 1996. Farola Monte Hermoso: fission-track dating of Darwin's mammals deposit in Argentina. *Journal of Quaternary Science* 11: 423-426.

- Bonaparte, J. F., 1960. La sucesión estratigráfica de Monte Hermoso (Prov. de Bs. Aires). *Acta Geológica Lilloana* 111:273-287.
- Cione, A. L. y E. P. Tonni, 1995. Bioestratigrafía y cronología del Cenozoico Superior de la región pampeana. En Alberdi, M. T., Leone, G. and Tonni, E. P. (eds.) *Evolución biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Monografías del Museo Nacional de Ciencias Naturales 12*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas: Madrid, 49-74, España.
- Deschamps, C. M., 2005. Late Cenozoic mammal bio-chronostratigraphy in southwestern Buenos Aires Province, Argentina. *Ameghiniana* 42(4): 733-750.
- Folguera, A. y M. Zárate, 2009. La sedimentación Neógena continental en el sector extrandino de Argentina Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 692-712.
- Frenguelli, J., 1921. Los terrenos de la costa atlántica en los alrededores de Miramar y sus correlaciones. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 24, 325-485.
- Frenguelli, J., 1928. Observaciones geológicas en la región costanera sur de la Provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Litoral, Facultad de Ciencias de la Educación. *Anales* II, 145 pp., Santa Fe.
- Frenguelli, J. y F. F. Outes, 1924. Posición estratigráfica y antigüedad relativa de los restos de industria humana hallados en Miramar. *Physis* 26: 277-398.
- Furque, G., 1973. Descripción geológica de la hoja 34n, Sierra de Pillahuincó, Provincia de Buenos Aires. Secretaría de Minería, Servicio Nacional Minero Geológico, *Boletín* 141, 70 pp, Buenos Aires.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la hoja 33n, Coronel Pringles, Provincia de Buenos Aires. *Boletín* 174, Secretaría de Minería, Servicio Nacional Minero Geológico: 30 pp, Buenos Aires.
- Gerster, R., Welsink, H. Ansa, A. y F. Raggio, 2011. Cuenca de Colorado. En Kozlowsky, E., Legarreta, L., Boll, A. y Marshall, P. (eds.) *Simposio Cuencas Argentinas. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG, 65-80, Mar del Plata.
- Goin, F. J. y U. F. J. Pardiñas, 1996. Revisión de las especies del género *Hyperdidelphis* Ameghino, 1904 (Mammalia, Marsupialia, Didelphidae). Su significación filogenética, estratigráfica y adaptativa en el Neógeno del cono sur sudamericano. *Estudios Geológicos* 52: 327-359.
- Goin, F. J., Pardiñas, U. F. J. y M. J. Lezcano, 1994. Un Nuevo resto de cenolestido *Pliolestes* Reig 1944 (Mammalia, Marsupialia) del Plioceno de la Provincia de Buenos Aires (Argentina). *Ameghiniana* 31(1):15-22.
- Isla, F. I. y I. Rivero D'Andrea, 1993. Procesos retro-taonómicos en secuencias costeras poco profundas. *Revista Pesquisas, Univ. Fed. Rio Grande do Sul* 20 (2): 90-95, Porto Alegre.
- Isla, F. I., Rutter, N., Schnack, E. J. y M. A. Zárate, 2000. La transgresión Belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales, Publ. Especial* 4: 3-14.
- Kraglievich, J. L., 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Provincia de Buenos Aires. *Revista Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional*, 1 (1): 8-37, Mar del Plata.
- Kraglievich, L. 1923. Descripción comparada de los cráneos de *Scelidodon rothi* Ameghino y *Scelidotherium parodii* n. sp. *Anales del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires* 33:57- 103.
- Kraglievich, L., 1940a. Cuatro nuevos gravígrados de la fauna araucana Chapadmalalense. *Obras de Geología y Paleontología, Ministerio de Obras Públicas de la Provincia de Buenos Aires, Tomo I, XXIV*: 427-444, La Plata.
- Kraglievich, L., 1940b. La antigüedad Pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal deducidas de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. *Obras de Geología y Paleontología, Ministerio de Obras Públicas de la Provincia de Buenos Aires, Tomo III, XXIV*, 295-433, La Plata.
- Lesta, P. y C. Sylwan, 2005. Cuenca de Claromecó. En Chebli, G. A., Cortiñas, J. S., Spalletti, L. A., Legarreta, L. y Vallejo, E. L. (eds.) *Frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG, Mar del Plata, 217-231.
- Marini, M. F., Schillizi, R. y M. C. Piccolo, 2009. Carta hidrogeomorfológica de la cuenca superior de los arroyos Pillahuincó Grande y Pillahuincó Chico, Buenos Aires, Argentina. *Revista de Geografía Norte Grande*, 42: 71-80, Santiago, Chile.
- Oliva, C. G., Di Martino, V., Dondas, A. y F. Isla, 2010. Paleontología y bioestratigrafía del Neógeno de la cuenca del río Quequén Salado, provincia de Buenos Aires. *Congreso Asociación Paleontológica Argentina*, Buenos Aires.
- Pascual, R., Ortega Honojosa, E. J., Gondar, D. y E. P. Tonni, 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales Comisión de Investigaciones Científicas Buenos Aires*, 6:165-193.
- Prado, J. L. y E. Ortiz Jaureguizar, 1989. La edad-mamífero Chapadmalalense: su validez en base a la comparación de su fauna con las edades que le precedieron y sucedieron. *VI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*: 35-38.
- Prevosti, F. J. y U. F. J. Pardiñas, 2009. Comment on "The oldest South American Cricetidae (Rodentia) and Mustelidae (Carnivora): Late Miocene faunal turnover in central Argentina and the Great American Biotic Interchange" by D.H. Verzi and C.I. Montalvo [*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 267 (2008) 284-291]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280:543-547.

- Quattrocchio, M. E., Borromei, A. M., Deschamps, C. M., Grill, S. C. y C. A. Zavala, 2008. Landscape evolution and climate changes in Late Pleistocene-Holocene, southern pampa (Argentina). Evidence from palynology, mammals and sedimentology. *Quaternary International* 181:123-138.
- Rabassa, J. 1989. Geología de los depósitos del Pleistoceno Superior y Holoceno en las cabeceras del río Sauce Grande, provincia de Buenos Aires. 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses. Actas, Tandil, 765-790.
- Raggio, F. Gerster, R. y H. Welsink, 2011. Cuencas del Salado y Punta del Este. En Kozlowsky, E., Legarreta, L., Boll, A. y Marshall, P. (eds.) Simposio Cuencas Argentinas. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Mar del Plata, 81-96.
- Reig, O. A., 1955. Un nuevo género y especie de cenolestinos del Plioceno de la Provincia de Buenos Aires (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10(1): 60-71.
- Schultz, P. H., Zárate, M., Hames, W., Camilión, C. y J. King, 1998. A 3.3-Ma impact in Argentina and possible consequences. *Science* 282: 2061-2063.
- Straccia, P. C., Pardiñas, U. F. J., y M. Lezcano, 1991. Dos nuevos registros de Argyrolagidae (mammalia, Masupialia) para el Plioceno tardío de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Ameghiniana* 28(3-4): 412-413.
- Tapia, A., 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. Dirección de Minas y Geología, Boletín 40: 124 pp., Buenos Aires.
- Tapia, A., 1937. Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. Dirección de Minas y Geología, Boletín 43: 122 pp, Buenos Aires.
- Tomassini, R. L., Montalvo, C. I., Manera, T. y C. Oliva, 2010. Estudio tafonómico de los mamíferos pleistocenos del yacimiento de Playa del Barco (Pehuen Co), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 47 (2): 137-152.
- Tomassini, R. L., Montalvo, C. I., Deschamps, C. M. y T. Manera, 2013. Biostratigraphy and biochronology of the Monte Hermoso Formation (Early Pliocene) at its type locality, Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 48: 31-42.
- Tonni, E. P., Prado, J. L., Fidalgo, F. y J. H. Laza, 1992. El piso/edad Montehermosense (Plioceno) y sus mamíferos. III Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas, 113-118, La Plata.
- Verzi, D. H. y C. M. Deschamps, 1995. Presencia de roedores ctenómidos del género *Xenodontomys* (Caviomorpha, Octodontidae) en el Plioceno de Loma Sarmiento (Bahía Blanca, Prov. De Buenos Aires). Actas IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses 1: 47-53, Junín.
- Verzi, D. H. y C. I. Montalvo, 2008. The oldest South American Cricetidae (Rodentia) and Mustelidae (Carnívora): Late Miocene faunal turnover in central Argentina and the Great American Biotic Interchange. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 267: 284–291
- Vizcaíno, S. F., Fariña, R. A., Zárate, M. A., Bargo, M. S. y P. Schultz, 2004. Palaeoecological implications of the mid-Pliocene faunal turnover in the Pampean Region (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 213:101–113.
- Vucetich, M. G. y D. H. Verzi, 1995. Un nuevo *Eumysopinae* (Rodentia, Echimyidae) de la "Formación" Irene (Chapadmalalense inferior ?) y la diversidad de la subfamilia. Actas IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, 1:15-22, Junín.
- Zavala, C., 1993. Estratigrafía de la localidad de Farola Monte Hermoso (Plioceno-Reciente, Provincia de Buenos Aires. Actas, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 228-235.
- Zavala, C. y E. Navarro, 1993. Depósitos fluviales en la Formación Monte Hermoso (Plioceno inferior-medio), Provincia de Buenos Aires. Actas, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 236-244.
- Zavala, C. y H. Freije, 2005. Geología de los acantilados. En Masera, F. *et al.* (Eds.) Las mesetas patagónicas que caen al mar: la costa rionegrina. Gobierno de Río Negro, Viedma: 187-199.
- Zavala, C.A. y M. E. Quattrocchio, 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56:25-37.
- Zárate, M. y A. Folguera, 2009. On the formations of the Pampas in the footsteps of Darwin: South of the Salado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (1): 124 – 136.
- Zinsmeister, W. J., Marshall, L. G., Drake, R. E. y G. W. Curtis, 1981. First radioisotope (Potassium-Argon) age of marine Neogene Río Negro beds in Northeastern Patagonia. *Science* 212: 440.

ANÁLISIS Y COMPARACIÓN DE DOS MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN EN LA ISLA 25 DE MAYO (KING GEORGE ISLAND), ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTIDA

ANALYSIS AND COMPARISON OF TWO DIGITAL ELEVATION MODELS IN THE 25 DE MAYO ISLAND (KING GEORGE ISLAND), SHETLAND DEL SUR ISLANDS, ANTARCTICA

Hernán Sala¹, Claudio Matko¹, Ulrike Falk² y Francisco Grings³

¹ Instituto Antártico Argentino - Dirección Nacional del Antártico, Balcarce 290, 2° piso (C1064AAF) CABA, Argentina

² Zentrum für Fernerkundung der Landoberfläche (ZFL), Universität Bonn, Walter-Flex-Str. 3, (53113) Bonn, Germany

³ Instituto de Astronomía y Física del Espacio, Ciudad Universitaria (1428), CABA, Argentina

RESUMEN

En este trabajo se analizan y comparan los dos únicos Modelos Digitales de Elevación (MDE) elaborados de manera independiente y de acceso público, que existen al presente, para el área de la Isla 25 de Mayo/King George Island (I25M), Islas Shetland del Sur, Antártida. Uno de ellos, el Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2 (RAMPv2) cubre exclusivamente la Antártida, mientras que el otro, el Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global Digital Elevation Model Version 2 (GDEMv2), es de alcance cuasi-global. Para comparar ambos modelos se tuvieron en cuenta, entre otras variables, la resolución espacial, la escala de trabajo, los rangos y las diferencias de elevaciones. El objetivo final consistió en determinar cuál de los dos MDE representa con mayor fidelidad la topografía de la I25M y, en consecuencia, resulta más apropiado para la generación de nuevos productos digitales derivados. Los resultados de los análisis indican que, a pesar de tener menor resolución espacial (200 m), el modelo RAMPv2 es el más adecuado de los dos. Esta selección se fundamenta sobre la base de que el modelo RAMPv2 posee mayor coherencia en cuanto a las características topográficas y morfológicas de la isla, no presenta valores aberrantes y posee una diferencia de ~40 m con respecto a la cota máxima de la isla, según indican otras fuentes independientes. Por último, se proponen algunas sugerencias con respecto a la generación y futura disponibilidad de MDE para la I25M.

Palabras clave: modelo digital del terreno, topografía digital, ASTER GDEM, RAMP, Antártida.

ABSTRACT

In this paper we have analyzed and compared two Digital Elevation Models (DEM) for the area of the 25 de Mayo/King George Island (I25M), South Shetland Islands, Antarctica. At the moment of writing this paper, these were the only independent DEM available freely to the public. One DEM is the Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2 (RAMPv2), which covers Antarctica exclusively, while the other DEM, the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global Digital Elevation Model Version 2 (GDEMv2) has a quasi-global coverage. In order to compare both models we have considered, among other variables, the spatial resolution, the scale and the elevation differences. The main objective of this work was to determine which of these two DEMs represents more accurately the topography of the I25M. The results of the analyses indicate that RAMPv2 is the most appropriate, even when it has a lower spatial resolution (200 m). This conclusion was based on RAMPv2's higher coherence regarding the topography and the morphology of the island, it showed no outliers and it had a maximum elevation difference of ~40 m with respect to the highest reported altitude of the area according to independent sources. Finally, some suggestions were proposed on the development and future availability of digital elevation models for I25M.

Key words: Digital Terrain Models, Digital Topography, ASTER GDEM, RAMP, Antarctica.

INTRODUCCIÓN

Disponer de información topográfica de alta calidad es un requisito imprescindible para la elaboración de cartografía de base, mapas temáticos y demás productos derivados. En caso que los productos a desarrollar estén orientados a la conservación y administración de recursos hídricos y/o glaciológicos, la dependencia de la calidad de los datos es aún más crítica. Esto se debe a que el proceso de determinación de cuencas, necesario para el estudio de dichos recursos, es extremadamente dependiente de la información topográfica y, en consecuencia, resulta muy sensible a la precisión con que la misma se encuentre expresada.

Actualmente, la información topográfica se puede almacenar en forma digital, pudiéndose definir un Modelo Digital del Terreno como una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua (Felicísimo, 1994). Se reserva el término Modelo Digital de Elevación (MDE) para referirse, en particular, a una representación digital de la altura del terreno en una región determinada.

En el marco de la geomática, un MDE es susceptible de ser sometido a una amplia variedad de procesamientos y análisis. Sin embargo, por las razones recién indicadas, antes de iniciar la elaboración de un producto derivado, es fundamental consistir los datos y, preferentemente, evaluarlos en presencia de una fuente de información independiente, siempre que esta exista y/o se encuentre disponible.

En general, se acepta que un MDE cumple con las condiciones de calidad necesarias si este permite reproducir una porción de la realidad del terreno a una escala determinada y con un error despreciable para dicha escala; permitiendo simular digitalmente procesos reales del medio físico. Según Felicísimo (1994), la magnitud del error puede ser razonable si se generan modelos matriciales donde el error cuadrático medio sea aproximadamente un 10% del tamaño entre filas y columnas de la matriz.

En la actualidad, existen diversos modelos digitales de elevación disponibles en forma pública, de alcance global (o cuasi-global) y con calidad suficiente para ser utilizados en estudios de escala regional, e incluso local. Por ejemplo, el Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (Farr et al. 2007) goza de amplia aceptación en diversas disciplinas y ha sido utilizado en un muy importante número de trabajos. Sin embargo, en altas latitudes la disponibilidad de MDE es muy limitada, debido no sólo a la ubicación geográfica per se, sino también a las dificultades que supone la detección y el análisis de la elevación en superficies cubiertas de hielo o nieve, sobre las cuales es muy frecuente la presencia de nubes y donde las condiciones de luz son escasas durante gran parte del año. La conjunción de estos factores complica el uso de sensores remotos para la elaboración de modelos digitales de elevación, en particular mediante instrumentos que trabajan en el rango del espectro visible. Por otra parte, y en especial en lo que respecta a la Antártida, la extensión de estas regiones, sus condiciones meteorológicas y el carácter remoto de las mismas, impone limitaciones de orden logístico y económico que dificultan la obtención de datos in situ, ya sea para la elaboración y/o validación de modelos digitales de elevación.

Desde hace algunos años, se ha puesto a disposición del público una serie de modelos que incluyen total o parcialmente a la Antártida. Por ejemplo, Korona et al. (2009) han elaborado un MDE que cubre distintos sectores de la Antártida, mientras que Cook et al. (2012) han generado otro MDE que cubre exclusivamente la Península Antártida. Ambos modelos representan un significativo avance para el estudio de estas áreas; no obstante, su extensión es relativamente acotada. De hecho, ninguno de los dos incluye al archipiélago de las Islas Shetland del Sur, al cual pertenece la Isla 25 de Mayo/King George Island (I25M), donde parte de los autores realizan investigaciones de campo.

En función de lo expuesto anteriormente, en este trabajo se analizan y comparan, para el área correspondiente a la I25M los dos únicos modelos digitales de elevación independientes que cubren la superficie completa de la isla, y que se encuentran disponibles al público a la fecha de redacción de este artículo. Cabe destacar, que ambos modelos se utilizan con cierta frecuencia en trabajos de glaciología, climatología y otras disciplinas científicas.

El objetivo fundamental del presente estudio consistió en determinar y evaluar cuál de los dos modelos independientes provee la representación topográfica más fidedigna y adecuada para la elaboración de distintos productos digitales derivados. Siendo de particular interés, por ejemplo, la obtención de los límites y las características de las cuencas hídricas y/o glaciarias, a los fines de desarrollar nuevas investigaciones .

ÁREA DE ESTUDIO

La I25M se encuentra ubicada entre los 61°50' y los 62°16' de latitud S y entre los 57°34' y los 59°02' de longitud O. Constituye la isla de mayor extensión del archipiélago de las Islas Shetland del Sur, una de las regiones antárticas más septentrionales, situada al N de la Península Antártica. Su eje mayor tiene una orientación OSO-ENE y sus costas se encuentran bañadas al N por el Pasaje de Drake (Mar de Hoces) y al S por el Mar de La Flota

(Bransfield Strait), en donde abundan fiordos y bahías. Aproximadamente, el 90% de los 1250 km² de su superficie se encuentran englazados (Rückamp et al., 2011) y el espesor del hielo alcanza un máximo de ~326 m (Turner y Pendlebury, 2004). No obstante, cuenta con numerosas áreas libres de hielo en donde se emplazan estaciones permanentes de diversos países, entre las cuales se encuentra la Base Carlini (ex Jubany, <http://www.dna.gov.ar>); también hay un número considerable de bases temporarias y refugios. Las actividades científicas, logísticas y turísticas, determinan que la I25M sea una de las regiones con mayor actividad y más densamente pobladas de todo el continente antártico.



Figura 1: Croquis de la ubicación de la Isla 25 de Mayo/King George Island. (Fuente del croquis de la izquierda: COPLA)
Figure 1: Sketch of the location of the 25 de Mayo/King George Island. (Source of the sketch on the left: COPLA)

MATERIALES Y MÉTODOS

Los dos modelos digitales de elevación que se analizaron y compararon en el área de la I25M son: el Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2 (RAMPv2) y el Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global Digital Elevation Model Version 2 (GDEMv2).

El RAMPv2 resulta de la compilación de datos geospaciales, aéreos y de otras fuentes provistas por la Antarctic Digital Database (ADD), el United States Geological Survey (USGS) y la Australian Antarctic Division (AAD). En esta versión 2 del modelo RAMP, Liu et al. (2001) agregaron nuevos datos, corrigieron errores y realizaron otras mejoras sobre el modelo RAMP previo. Según estos autores, el RAMPv2 refleja detalles geomorfológicos que van desde rasgos locales, tales como valles de montaña, hasta rasgos de escala regional y/o continental, como son las amplias cuencas que ocupan los mantos de hielo antárticos. No obstante, advierten que el RAMPv2 no es apropiado para realizar estudios acerca de la variación de la altura del relieve, a menos que estos sean mayores a 15m.

El RAMPv2 cubre el área comprendida entre los 60° y 90° grados de latitud S, e incluye las islas que circundan el continente, entre las cuales se encuentra la I25M. El marco de referencia geodésico empleado para la información espacial es el World Geodetic System 1984 (WGS84), la proyección cartográfica adoptada es la Polar Estereográfica, utilizando como latitud de origen los 90° S y como paralelo estándar los 71° S, tomando como meridiano central al meridiano 0°. Las alturas de este modelo se encuentran expresadas en metros y están referidas al modelo geopotencial Ohio State University 1991a (OSU91a), desarrollado por Rapp et al. 1991. En lo que respecta al grado de generalización del RAMPv2, se dispone de las siguientes resoluciones: 1 km, 400 m y 200 m. En este trabajo se decidió utilizar la resolución más alta, entendiendo esta como la menor equidistancia entre puntos de la malla que componen el MDE (200 m). En cuanto a la precisión vertical, los desarrolladores del RAMPv2 estiman que es de +/- 100 m en áreas montañosas escarpadas, más de 2 m para las plataformas de hielo y de +/- 15 m en áreas costeras con pendiente pronunciada, siendo esta última la forma de relieve predominante en la I25M. Estos y otros detalles acerca del RAMPv2 pueden consultarse en:

http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0082_ramp_dem_v2.gd.html.

El Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global Digital Elevation Model Version 2 (GDEMv2), al igual que su versión previa (GDEMv1), ha sido elaborado por el Ministry of Economy, Trade and Industry (METI) de Japón y la National Aeronautics and Space Administration (NASA) de los Estados

Unidos. Los modelos GDEMv1 y GDEMv2 están elaborados a partir de estéreo-pares de imágenes obtenidas por el sensor VNIR del instrumento ASTER a bordo de la plataforma espacial Terra. Dicho instrumento obtiene información de la superficie terrestre utilizando 15 bandas diferentes distribuidas en el espectro visible y en el infrarrojo. Dos de estas bandas tienen el mismo rango espectral (0.76µm - 0.86µm) pero difieren en cuanto a su ángulo de observación; uno de ellos está orientado desde el nadir (Banda 3N), mientras que el otro está retro-dirigido (Banda 3B). Tal disposición de los telescopios permite la obtención de estéreo-pares de imágenes con una resolución espacial de 15 m, que son utilizadas para la generación de MDE. El GDEMv1 se elaboró a partir de 1.2 millones de estéreo-pares (ASTER GDEM Validation Team, 2009). El GDEMv2, publicado en 2011, incorporó 260 mil estéreo-pares adicionales, conjuntamente con una serie de correcciones y actualizaciones en los algoritmos de procesamiento que permitieron mejorar la precisión vertical, reducir el desplazamiento horizontal y el número de artefactos a escala global. La resolución geométrica final del GDEM en ambas versiones es de 1 segundo de arco meridiano (~30 m), mientras que la resolución "efectiva" es de 120 m para GDEMv1 y de 71 m a 82 m para GDEMv2 (Tachikawa et al., 2011). La malla de este MDE se encuentra expresada en coordenadas geográficas, en grados y fracción de grado correspondientes al marco de referencia WGS84 y su datum vertical corresponde al Earth Gravitational Model 1996 (EGM96). Debido a que el GDEMv2 abarca desde 83° N hasta los 83° S, sus desarrolladores han podido realizar comparaciones cuasi-globales y regionales con otros MDE, por ejemplo, con el SRTM y el National Elevation Dataset (NED) de los Estados Unidos. Entre otros aspectos, estos estudios indican que los MDE derivados en forma casi exclusiva de productos geoespaciales no son modelos que representen la Tierra desnuda, es decir, sin cobertura; a diferencia de otros MDE que utilizan una diversidad de fuentes (fotogrametría digital, LiDAR, cartografía de alta precisión, interferometría con radar de apertura sintética, etc.) tal como lo hace el NED. De allí, que las diferencias entre el GDEMv2 y el NED sean más importantes donde existen coberturas altas y sustancialmente menores donde son bajas, por ejemplo, bosque y pastizal, respectivamente (Gesch et al., 2011).

De acuerdo con Tachikawa et al. (2011), la exactitud vertical absoluta, expresada en términos de error lineal al 95% de confianza, es de 17.01 m y 18.31 m para GDEMv2 y GDEMv1, respectivamente. Sobre la base de estas y otras mejoras, los mencionados autores recomendaron la apertura del GDEMv2 al público, no obstante, advirtiendo acerca de la persistencia de ciertos errores y artefactos. Información adicional acerca de los modelos GDEM puede encontrarse en: <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>

Las diferencias y similitudes principales entre ambos modelos se resumen en la Tabla 1.

	RAMPv2	GDEMv2
Autor	Liu et al., 2001	METI-NASA, 2011
Origen de los datos	Altimetría radar satelital y aerotransportada, mapas topográficos, relevamientos GPS y sondeos radar in situ, etc.	Instrumento ASTER (bandas 3N y 3B), plataforma espacial Terra.
Sistema de coordenadas	Polar estereográfica	Coordenadas geográficas (lat/lon)
Límites	60° S a 90° S	83° N a 83° S
Marco de referencia geodésico	WGS84	WGS84
Superficie de referencia altimétrica	OSU91a	EGM96
Resolución horizontal	200 m (también disponible en 400 m y 1 km)	Nominal: 1 segundo de arco (~30 m) y "efectiva": 71 a 82 m
Exactitud vertical	100 m en áreas montañosas, 15 m en áreas costeras y 1 m en barreras de hielo.	17 m (global)

Tabla 1: Principales diferencias y similitudes entre los modelos RAMPv2 y GDEMv2.

Table 1: Main differences and similarities between the models RAMPv2 y GDEMv2.

Pre-procesamiento de los modelos de elevación

Debido a la necesidad de homologar las referencias de las superficies a comparar, se partió de la premisa de utilizar mismos orígenes de medidas tanto en el sistema de coordenadas planimétrico como altimétrico. El escenario final, a los fines prácticos de la comparación de los MDE, se sustenta en el marco geodésico WGS84, posteriormente llevado al plano, mediante la utilización de una proyección de uso común, tal como la Universal Transversa Mercator (UTM) huso 21 S. Todas las coordenadas basadas en otra proyección cartográfica, tales como las provenientes del RAMPv2, como así también, las coordenadas geográficas provenientes del GDEMv2, fueron transformadas mediante

sistemas de cálculo basados en parámetros de transformación estándar (Snyder, 1987, 48-65).

En cuanto a las alturas, se seleccionó al EGM96 como nivel de referencia y se expresaron todas las elevaciones con respecto al mismo. Se tomó esta decisión ya que el EGM96 es un modelo global (Lemonie et al., 1998) que es de uso frecuente en la comunidad científica. Sin embargo, y como se mencionó anteriormente, la versión disponible del RAMPv2 posee las alturas referidas al modelo de geoide OSU91a. Por lo tanto, como primera medida, se calculó la diferencia máxima y media entre los modelos OSU91a y EGM96 para la zona de estudio utilizando el servicio de cálculo de <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>; resultando ser estas de 0.14 m y 0.05 m, respectivamente. Teniendo en cuenta que la magnitud de las diferencias entre ambos modelos geopotenciales (OSU91a y EGM96) es despreciable para las precisiones utilizadas, como así también para los objetivos del presente análisis, se considerará a los mismos como idénticos.

En cuanto a la dificultad que ocasionaba para la comparación, la diferente resolución espacial de los modelos de elevación GDEMv2 y RAMPv2, de 30 m y 200 m, respectivamente, se resolvió realizar un remuestreo de los mismos con el objetivo de obtener una única resolución común a ambas superficies de comparación. Para ello, utilizando el método de kriging, se generó una nueva malla de 100 m de resolución espacial, conteniendo un total de 112721 puntos para cada uno de los MDE. Se asumió que debido a la elevada densidad de puntos sobre el terreno y al ser todos ellos equidistantes, la elección del método de kriging o de cualquier otro de los utilizados de manera más recurrente, conduciría a resultados similares .

Se seleccionó una equidistancia de 100 m como una solución de compromiso (y por cierto un tanto arbitraria) a los fines de lograr un equilibrio entre la densidad de información y el tamaño de los archivos resultantes y, por otra parte, de evitar una excesiva pérdida de datos en el caso del modelo GDEMv2 (que como ya se mencionó, posee una resolución nominal de 30 m, aunque la resolución “efectiva” varía de 71 a 82 m).

Si bien el GDEMv2 y el RAMPv2 constituyen modelos estadísticos de la topografía, debido a diferencias en cuanto a los métodos de adquisición de datos, como así también al tipo de procesamiento y consecuente nivel de generalización, los mismos no presentan exactamente la misma descripción de los límites del área de estudio. Por tal razón, resultó necesario delimitar dicha área mediante la línea de costa de la I25M. Para ello, se vectorizó el perímetro de la isla mediante imágenes satelitales SPOT-5 HRG1 suministradas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) con fecha de adquisición 30 de septiembre de 2012 y con una resolución espacial de 5 m (ver Apéndice). Para verificar el resultado de este procedimiento, se comparó el vector obtenido a partir de las imágenes SPOT-5 HRG1, con una fuente independiente, como es la base de datos provista por la ADD, la cual brinda, entre otros aspectos y en diversos formatos, vectores de distintos rasgos geográficos de la Antártida, entre ellos, líneas de costa. Se pudo constatar que las diferencias entre ambos polígonos perimetrales (~50 m) eran aceptables para los objetivos de este trabajo y compatibles con la resolución espacial de los modelos. No obstante, en algunos sectores costeros particulares y puntuales se encontraron diferencias relativamente importantes (>100 m) que corresponden, fundamentalmente, al retroceso reciente de algunos frentes glaciares en contacto con el mar (Simões et al., 2004; Braun y Gossman, 2002; Park et al., 1998). Teniendo en cuenta los aspectos recién mencionados, se decidió utilizar como perímetro de costa al vector obtenido a partir de las imágenes satelitales provistas por la CONAE.

Una vez finalizada la homologación del área y de la estructura de datos de ambos modelos, se procedió a realizar el análisis y la comparación propiamente dicha.

Análisis y comparación de los modelos de elevación

Inicialmente, se obtuvieron y compararon algunos de los parámetros más importantes de las elevaciones de cada modelo: mediana, media, rango, desvío estándar y coeficiente de variación. Los valores se muestran en la Tabla 2.

MDE	Mediana (m)	Media (m)	Rango (m)	Desvío Estándar (m)	Coeficiente de Variación (%)
GDEMv2	340.0	495.8	0.0 - 7682.0	648.0	130.7
RAMPv2	300.8	301.8	0.0 - 664.8	179.4	59.4

Tabla 2: Estadísticos de tendencia central y de dispersión para ambos modelos (n=112721).
Table 2: Statistics of the first and second central moments of the analyzed models (n=112721).

Las discrepancias entre los dos modelos ya se hacen evidentes en los estadísticos de tendencia central, pero son aún mayores en los estadísticos de dispersión. En particular, el GDEMv2 muestra una diferencia muy importante con respecto a la máxima elevación de la I25M brindada por dos trabajos independientes: según Braun y Hock (2004) la misma es de 705 m y según Rückamp et al. (2011) es de 720 m. Este último aspecto acerca de la elevación máxima de la isla será tenido en cuenta más adelante para hacer un filtrado de las elevaciones de los modelos. Para ahondar el análisis, se compararon ambos MDE utilizando histogramas y un diagrama de dispersión para representar las elevaciones de cada uno de ellos, ver Figura 2.

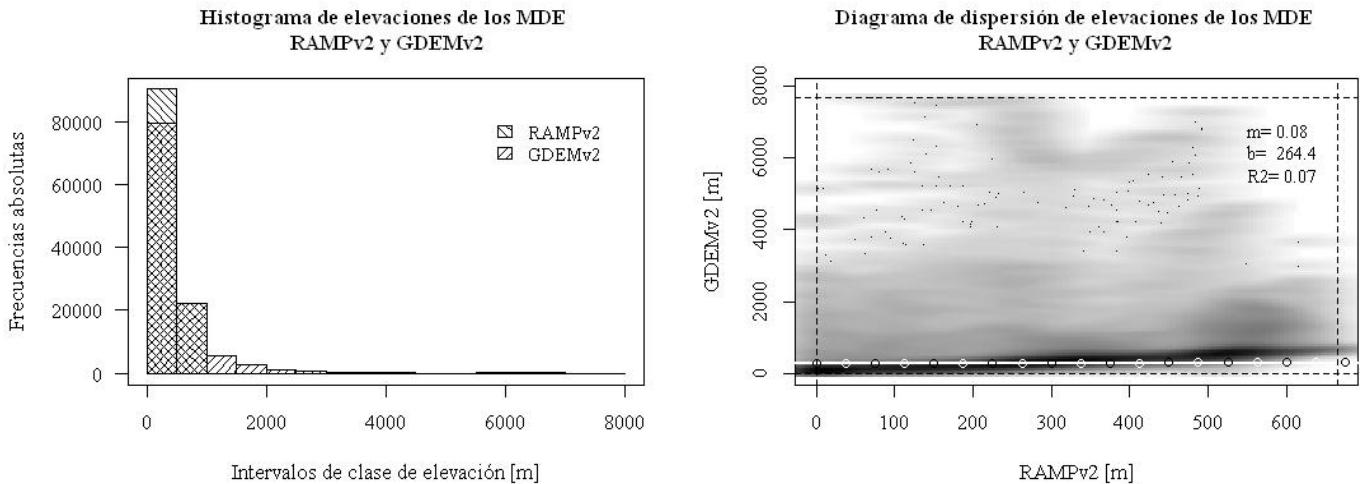


Figura 2: Histogramas (izquierda) y diagrama de dispersión (derecha) de elevaciones de los modelos RAMPv2 y GDEMv2. En los histogramas se utilizaron intervalos de clase de 500 m para representar la totalidad de las alturas de ambos modelos. En el gráfico de dispersión el tono oscuro es proporcional a la densidad de puntos. Los valores m , b y R^2 corresponden a la recta de color blanco obtenida por cuadrados mínimos.

Figure 2: Histograms (left) and scatterplot (right) of elevations from models RAMPv2 and GDEMv2. The histograms have class intervals of 500 m to represent all the values from both models. In the scatterplot the black intensity is proportional to the density of points. The values m , b and R^2 correspond to the white line obtained by the least square method.

Como puede observarse en la parte izquierda de la Figura 2, si bien los histogramas concentran la mayor parte de las elevaciones en los dos intervalos de clase más bajos (<500 m), en el caso del GDEMv2, los valores se extienden a intervalos mucho más altos. En correspondencia con los histogramas, el diagrama de dispersión de la derecha de la Figura 2 muestra que si bien existen puntos donde ambos modelos relativamente coinciden (nube de puntos alargada con tono más oscuro), existe también un número importante de puntos (nube difusa) que indica una fuerte disparidad entre las elevaciones. Con un propósito ilustrativo, se trazó una recta obtenida por cuadrados mínimos a partir de la totalidad de las elevaciones de ambos modelos. Como puede observarse en la misma figura, dicha recta coincide aproximadamente con la nube de puntos alargada. Sin embargo, el R^2 de la misma es muy bajo (0.07), lo cual se explica debido a la fuerte dispersión de las elevaciones en el modelo GDEMv2, y que en definitiva, hace que el ajuste a un modelo lineal no sea bueno. Las líneas punteadas horizontales y verticales que aparecen en esta figura (y también en la Figura 4), indican los rangos dentro de los cuales se encuentran los datos utilizados, los sombreados que las exceden son un artefacto del algoritmo utilizado para generar la imagen y, en consecuencia, no deben ser tenidos en consideración. Por otra parte, y en sintonía con estos resultados, el coeficiente de correlación de Pearson obtenido entre las elevaciones de ambos modelos es bastante bajo (0.27).

Con el fin de investigar de manera cualitativa la distribución espacial de las diferencias entre ambos modelos, se realizaron perfiles longitudinales y transversales cada 5000 m, cubriendo la totalidad de la isla. Dichos perfiles (ver Apéndice) se graficaron en una serie de planos cartesianos cuyos ejes representan los valores de altura en función de la distancia recorrida en cada corte. De este modo, se procuró identificar la presencia de algún patrón espacial en la distribución de las diferencias entre ambos modelos. En total se realizaron ocho perfiles en sentido O - E y quince en sentido N - S; siendo este último número más grande debido al mayor desarrollo que posee la I25M en dicho eje. La inspección visual de los mencionados perfiles, indica que las grandes diferencias (>100 m) no tienen una distribución espacial aleatoria ni regular, sino que se aglutinan en un número reducido de grupos. En relación con esta observación, Lencinas (2011) al estudiar la propagación de errores provenientes de MDE de regiones montañosas en

productos derivados, indica que la distribución de los mismos no es uniforme debido a que estos suelen estar asociados a características o particularidades del terreno (pendiente, orientación, etc.).

Para investigar con mayor profundidad la distribución de las diferencias entre ambos modelos, y como se explicó anteriormente, se remuestraron los datos a dos mallas de iguales dimensiones y se calculó, punto a punto, las diferencias altimétricas entre los mismos. Luego, con el objeto de representarlas gráficamente, se elaboró un “modelo de diferencias” asociado a una escala de grises. Los valores de dicha escala fueron determinados teniendo en cuenta los niveles de generalización y las precisiones de cada MDE. La Figura 3 muestra una vista en planta de las diferencias altimétricas entre los modelos GDEMv2 y RAMPv2. Allí se puede apreciar, tal como se mencionó en el párrafo anterior, que la distribución de las grandes diferencias no es aleatoria ni regular, sino que se concentra en unas pocas áreas ubicadas en la región occidental de la I25M. Por el contrario, en la porción oriental de la isla las diferencias entre los modelos son relativamente moderadas o, incluso, pequeñas. Este patrón también se refleja en el perfil de elevaciones de ambos modelos, ubicado al pie de la misma figura, y que corresponde a la línea punteada de máximas elevaciones que aparece en la vista en planta.

Continuando con la Figura 3, el gráfico circular (derecha) muestra las diferencias altimétricas porcentuales en relación al total de puntos comparados, y el histograma (ángulo superior izquierdo) ilustra la distribución de las diferencias entre los dos modelos. Como puede apreciarse en el gráfico circular, las diferencias iguales o menores a 100 m representan el 66% del total. Por otra parte, si se observan conjuntamente el gráfico circular y la vista en planta, se hace evidente que las diferencias que superan los 100 m (34%) se concentran fundamentalmente en dos sectores de la porción occidental de la isla; en particular en la cuenca de Bahía Lasserre (Admiralty Bay, indicada como BL y adyacente a la costa austral de la isla). En cuanto al histograma, allí se observa que el 84% de las diferencias se concentra en los primeros cinco intervalos de clase (<250 m).

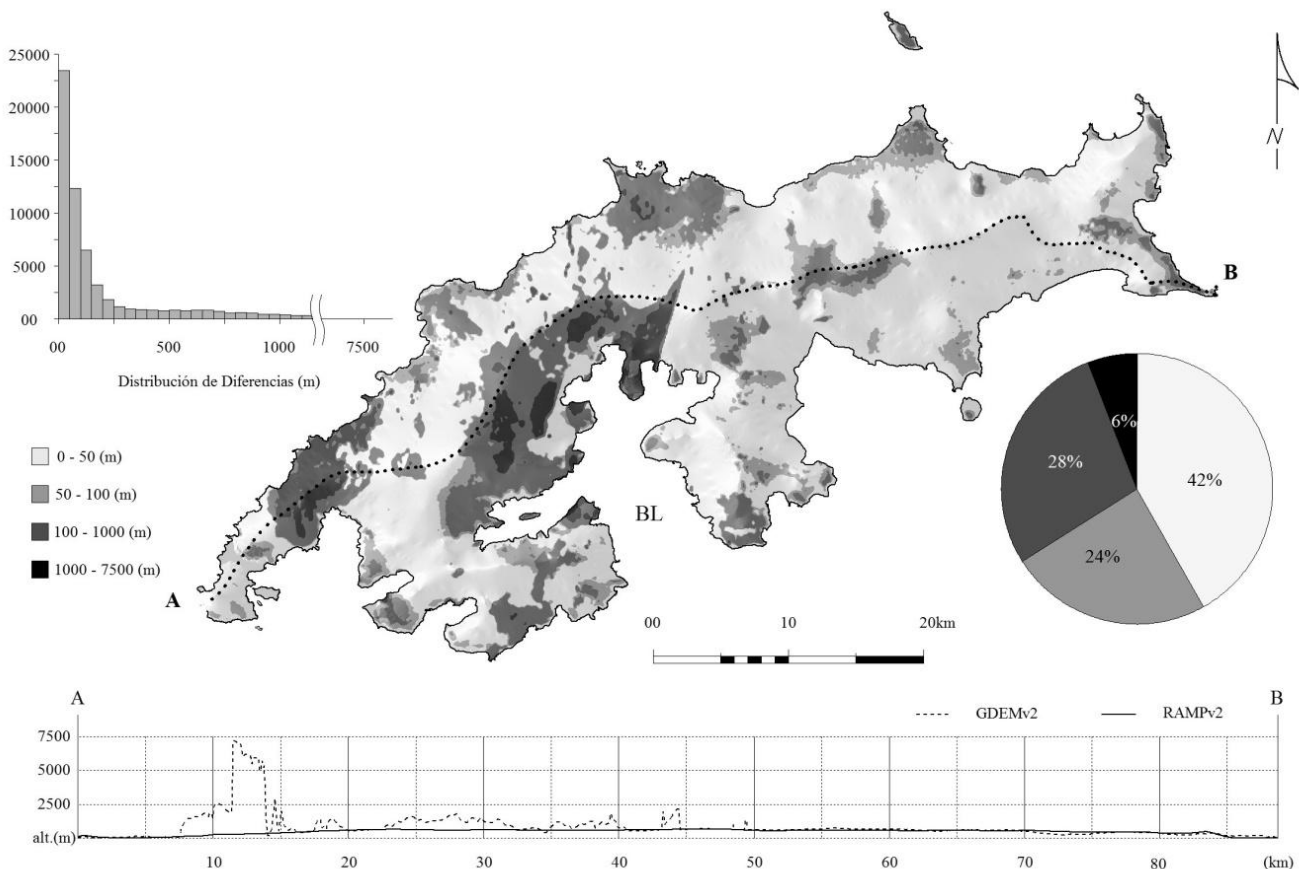


Figura 3: Modelo y distribución de diferencias altimétricas entre GDEMv2 y RAMPv2 para la Isla 25 de Mayo (King George Island). Vista en planta (centro), histograma de elevaciones (izquierda) y estadísticas (derecha). Al pie de la figura, el perfil de elevación a lo largo de la línea de puntos de la vista en planta. BL: Bahía Lasserre (Admiralty Bay).

Figure 3: Model and distribution of elevation differences between GDEMv2 and RAMPv2 in 25 de Mayo/King George Island. View from the zenith (center), histograms of elevations (left) and statistics (right). At the bottom of the figure, the profile of elevations along the dotted line shown in the view from the zenith. BL: Lasserre Bay (Admiralty Bay).

La vista en planta de la Figura 3 permite visualizar y corroborar lo mencionado previamente al analizar los perfiles. Los cálculos arrojan una diferencia media de 194.0 m entre el GDEMv2 y el RAMPv2, no obstante, algunos valores superan los 7000 m (ver Tabla 4), lo cual no es factible para la I25M ni para ninguna otra región de la Antártida (cuya elevación máxima es el Monte Vinson con ~4897 m). Para sintetizar estas diferencias en un único valor, se calculó la media de las diferencias absolutas, obteniéndose como resultado 238.8 m.

Debido a que las diferencias observadas entre los dos modelos excedieron ampliamente los valores esperados y, asumiendo que esto es producto de la presencia de artefactos o valores aberrantes (entendiendo por tales aquellos valores que van más de lo admisible o de lo “razonable” para una determinada variable) en el modelo GDEMv2, se decidió filtrar en este último todos los valores que estuviesen por encima de la elevación máxima de la isla. Se tomó esta decisión sobre la base de que era preferible perder algunos datos posiblemente válidos a cambio de no incluir otros definitivamente aberrantes (ya que no son compatibles con ninguna otra fuente independiente de información topográfica para la I25M).

Como se mencionó con anterioridad, dos estimaciones independientes sitúan la altura máxima de la I25M en 705 y 720 m. La diferencia entre estas dos cotas (15 m) es igual o menor a las precisiones de los modelos estudiados y, por lo tanto, es despreciable en cuanto a los objetivos de este trabajo. De este modo, para realizar el análisis que sigue a continuación se excluyeron todos los datos del modelo GDEMv2 que excediesen la cota de 705 m y sus correspondientes valores en el modelo RAMPv2 (independientemente de su elevación). Como consecuencia del filtrado se produjo una reducción de ~14% sobre el total de datos originales.

Una vez que los datos fueron filtrados, se volvieron a calcular los estadísticos de tendencia central y de dispersión para ambos MDE, los cuales se muestran en la Tabla 3.

MDE	Mediana (m)	Media (m)	Rango (m)	Desvío Estándar (m)	Coefficiente de Variación (%)
GDEMv2	293.0	309.3	0.0 - 705.0	177.5	57.4
RAMPv2	292.1	289.7	0.0 - 664.8	175.0	60.4

Tabla 3: Estadísticos de tendencia central y de dispersión para ambos modelos luego de haber sido filtrados con la cota máxima de la isla (705 m) (n=96535).

Table 3: Statistics of the first and second central moments for both models after being filtered using the highest altitude of the island (705 m) (n=96535).

Puede observarse que los estadísticos obtenidos a partir de los datos filtrados, guardan ahora mayor similitud. De alguna manera, esto es lo que se esperaba encontrar tratándose de dos modelos que representan la misma porción de la superficie terrestre.

En la Tabla 4 se resumen algunas de las principales diferencias entre ambos modelos (GDEMv2-RAMPv2) antes y después de haber sido filtrados.

Diferencias GDEMv2 - RAMPv2	Máxima (m)	Media (m)	Media de las diferencias absolutas (m)
Elevaciones sin filtrar	7609.2	194.0	238.8
Elevaciones filtradas (*)	704	19.7	72.0

Tabla 4: Diferencias altimétricas entre los modelos GDEMv2 y RAMPv2 antes y después (*) de haber excluido las cotas superiores a 705 m del GDEMv2 y sus valores correspondientes en el modelo RAMPv2.

Table 4: Elevation differences between the models GDEMv2 and RAMPv2 before and after (*) excluding altitudes higher than 705 m from GDEMv2 and its corresponding values in RAMPv2 model.

De manera similar a la utilizada en forma previa, se obtuvieron histogramas y un diagrama de dispersión para los datos filtrados de ambos MDE, los cuales se muestran en la Figura 4. En este caso, los histogramas (izquierda) son aproximadamente similares y el gráfico de dispersión (derecha) indica que las elevaciones se corresponden

relativamente bien. Este aspecto también se refleja al obtener un coeficiente de correlación de Pearson más alto (0.83) y, al mismo tiempo, el ajuste de la recta obtenida por cuadrados mínimos es bastante más alto ($R^2=0.68$) que el obtenido con los datos sin filtrar ($R^2=0.07$).

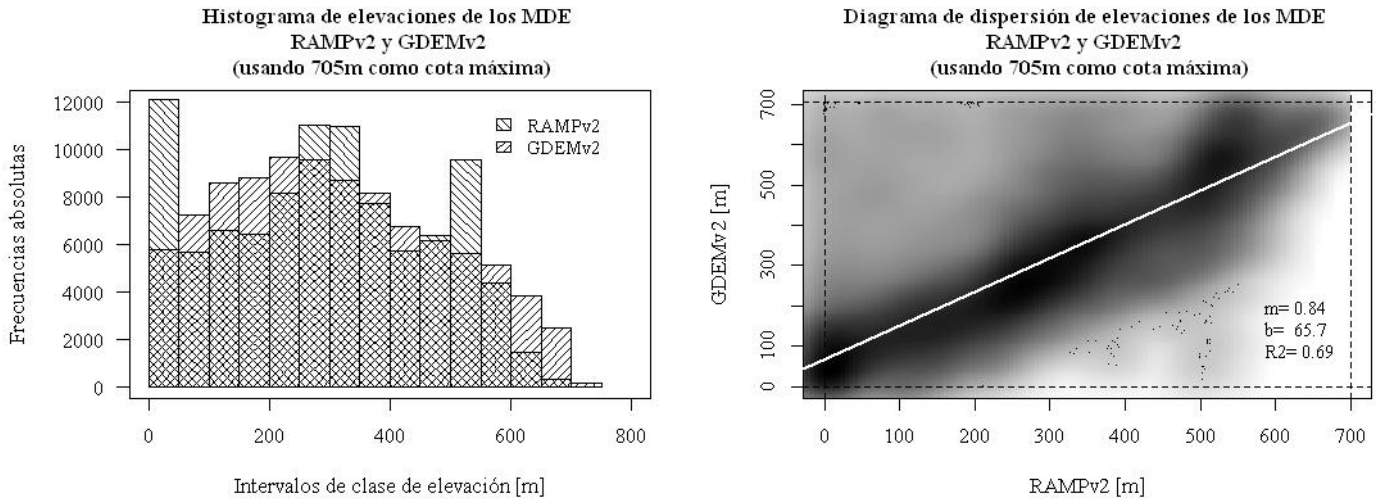


Figura 4: Histogramas (izquierda) y diagrama de dispersión (derecha) para el subconjunto de elevaciones de los modelos RAMPv2 y GDEMv2 menores a 705 m. En los histogramas se utilizaron intervalos de clase de 50 m para representar la totalidad de las alturas de ambos modelos luego de haber sido filtrados. En el gráfico de dispersión el tono oscuro es proporcional a la densidad de puntos. Los valores m, b y R2 corresponden a la recta de color blanco obtenida por cuadrados mínimos.

Figure 4: Histograms (left) and scatterplot (right) for the subset of elevations from models RAMPv2 and GDEMv2 lower than 705 m. Class intervals of 50 m were used in the histograms in order to represent the complete subset of elevations after the filtering. In the scatterplot the black intensity is proportional to the density of points. The values m, b and R2 correspond to the white line obtained by the least square method.

Tras haber obtenido una correlación elevada luego del filtrado de los datos, se procuró evaluar con mayor profundidad el efecto del mismo. Para investigar si la remoción de los valores aberrantes o artefactos presentes en el GDEMv2, conducía a dos conjuntos de datos “equivalentes” (GDEMv2 y RAMPv2 filtrados), se obtuvieron las correspondientes funciones de distribución empírica acumulada (también conocida como -ecdf- debido a su nombre en inglés Empirical Cumulative Distribution Function). Ambas funciones están ilustradas en la Figura 5, y muestran que tras haber eliminado las elevaciones ciertamente aberrantes del GDEMv2 y sus correspondientes valores en el RAMPv2, las funciones de distribución acumulada pasan a ser relativamente similares, si bien persisten algunas diferencias.

Para completar el análisis de estas funciones y evaluar objetiva- y cuantitativamente el efecto de la remoción de los valores aberrantes, se realizó el test de Kolmogorov-Smirnov (K-S) (R Core Team, 2013; NIST/SEMATECH, 2012) para cada par de conjuntos de datos, antes y después del filtrado. Cabe recordar que el test K-S tiene como hipótesis nula que ambas muestras (modelos, en este caso) poseen la misma distribución. Además, por tratarse de un test no paramétrico, cuenta con la ventaja de que no exige asumir ninguna distribución en particular. Al realizar esta prueba, en ambos casos (datos sin filtrar y filtrados) se rechazó la hipótesis nula, es decir, que de acuerdo al test K-S las elevaciones del GDEMv2 y el RAMPv2 no poseen la misma distribución de elevaciones ni antes ni después del filtrado. A su vez, esto se manifiesta gráficamente en los dos paneles de la Figura 5, en donde se observa que las ecdf de ambos modelos son diferentes, tanto antes (izquierda) como después (derecha) del filtrado. No obstante, si se tiene en cuenta el cambio de escala realizado en el eje de abscisas de un panel a otro, se pone de manifiesto que el filtrado hace que las ecdf de los modelos se asemejen más.

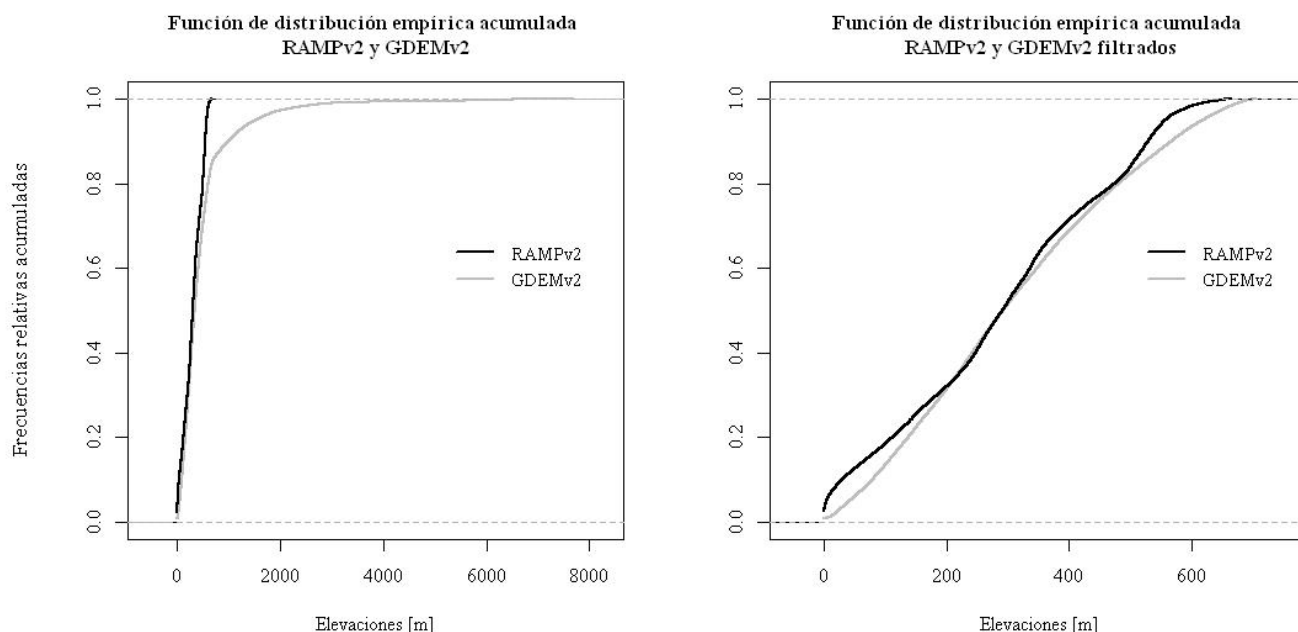


Figura 5: Función de distribución empírica acumulada (ecdf) para ambos modelos, antes y después de haber sido filtrados (izquierda y derecha, respectivamente) con la cota máxima de la isla (705 m).

Figure 5: Empirical Cumulative Density Functions (ecdf) for both models before and after the filtering (left and right, respectively) using the highest elevation of the island (705 m).

DISCUSIÓN

Al observar los resultados de la comparación utilizando los datos iniciales de ambos modelos (Tabla 2), se encuentran diferencias relativamente importantes en los estadísticos de tendencia central. Sin embargo, las diferencias son aún mucho más marcadas si se comparan los estadísticos de dispersión. Por ejemplo, los rangos de elevaciones son extremadamente distintos, siendo el del GDEMv2 (0.0 - 7682.0 m) casi doce veces más amplio que el del RAMPv2 (0.0 - 664.8 m). En cuanto al desvío estándar, el valor obtenido para el GDEMv2 (648.0 m) es casi cuatro veces mayor que el valor correspondiente al RAMPv2 (179.4 m). Y, con respecto al coeficiente de variación, el GDEMv2 (130.7%) es algo más que el doble que el RAMPv2 (59.4%). En definitiva, las fuertes diferencias halladas en: i) los estadísticos obtenidos a partir de los datos iniciales (Tabla 2), ii) los histogramas y el gráfico de dispersión de elevaciones (Figura 2), iii) la vista en planta, el gráfico circular y el histograma de diferencias (Figura 3) y, iv) en los cortes de terreno (Apéndice), hacen que resulte difícil aceptar que ambos modelos representan la misma porción de la superficie terrestre. Se interpreta que tales diferencias surgen a partir de la presencia, en el modelo GDEMv2, de artefactos o valores aberrantes.

A partir de la distribución de las grandes diferencias altimétricas entre los dos modelos, las cuales se agrupan en tres sectores de la I25M, siendo cuali- y cuantitativamente más importante el que ocupa casi la totalidad de la cuenca de la Bahía Lasserre, se puede inferir que los valores aberrantes del GDEMv2 también tienen la misma distribución. Ya que son los valores extraordinariamente elevados del GDEMv2, los que originan las grandes diferencias entre ambos modelos.

Al tratar de formular alguna hipótesis que explique el origen de estos valores aberrantes, se tuvieron en cuenta los dos siguientes aspectos. El primero, está en relación con la presencia de fuertes irregularidades topográficas en el área de estudio. En un trabajo realizado sobre áreas montañosas, Eckert et al. (2005) determinaron que los MDE obtenidos a partir de estéreo-pares de imágenes obtenidas por ASTER, son muy precisos en áreas casi planas o con pendientes muy suaves y que, contrariamente, en valles profundos, acantilados abruptos y en áreas sombreadas, los errores ascienden a varios centenares de metros. En principio, esto podría ayudar a explicar la distribución de los valores aberrantes en la I25M, ya que las laderas orientadas al N son relativamente suaves, mientras que las orientadas al S suelen ser más abruptas. En particular, la cuenca de la Bahía Lasserre, reúne todas las características

antes mencionadas, sumado a la presencia de glaciares descarga que presentan una elevada densidad de grietas y de bloques de hielo en sus porciones terminales. Probablemente, la conjunción de estos rasgos del relieve hace que la respuesta espectral de las pendientes en dicha cuenca sea difícil de interpretar y procesar, favoreciendo así la aparición de valores aberrantes y/o artefactos.

No obstante, en el marco de la interpretación anterior, persisten algunos aspectos que no pueden ser completamente explicados. Por ejemplo, los valores aberrantes del GDEMv2 que conducen a que aproximadamente un 6 % de las diferencias con el RAMPv2 se encuentre en el rango 1000-7500 m (Figura 3), son un orden de magnitud superior a los señalados por Eckert et al. (2005). Además, en el modelo GDEMv2 se detectó la presencia de valores aberrantes sobre el mar, en áreas cercanas, aunque externas a la línea de costa (razón por la cual no fueron consideradas en el análisis precedente). En particular, en las caletas y las bahías de la costa sur de la I25M, con frecuencia se concentra una cantidad considerable de hielo producto del desprendimiento (calving) de los glaciares adyacentes. Considerando que esta es una “superficie plana”, habría que tener en cuenta, entonces, que no sólo una topografía compleja podría ser causal de valores aberrantes. En este último caso, estos podrían ser resultado de un complejo contraste espectral generado por la presencia de hielo, nieve y agua marina.

El segundo aspecto, está relacionado con la presencia de nubes durante la captura de los estéreo-pares de imágenes realizada por el instrumento ASTER. De hecho, el archipiélago de Islas Shetland del Sur, del cual forma parte la I25M, se ubica en el hemisferio y en la zona de máxima de nubosidad de Antártida según indican cuatro bases de datos climáticas diferentes. Por otra parte, las alturas anómalas tienen valores compatibles con la altura de las nubes en Antártida (Bromwich et al., 2012). De allí, que los valores aberrantes hallados en el GDEMv2 podrían también estar asociados a las dificultades que supone la detección de nubes sobre cubiertas de nieve y/o hielo mediante instrumentos pasivos que trabajan en el rango del visible y el infrarrojo, tal como sucede con el ASTER.

Independientemente del origen de los valores aberrantes o artefactos, el uso de la cota máxima de la isla (705 m) como valor umbral para el filtrado, permitió (a expensas de una reducción del 14 % del volumen inicial de datos) que las distribuciones de las altimetrías entre ambos modelos se aproximasen más. Situación que se observa en el histograma y el diagrama de dispersión de la Figura 4 y en las funciones de distribución empírica acumulada (ecdf) de la derecha de la Figura 5. Además, el filtrado de los datos permitió reducir el valor de la media de las diferencias absolutas de ~238.8 m a ~72.0 m (ver Tabla 4). No obstante la similitud encontrada entre ambas funciones ecdf, el test K-S determinó que no tenían la misma distribución y, en consecuencia, no fue posible asumir que ambos conjuntos de datos proviniesen de la misma “población” o porción de la superficie terrestre, en nuestro caso.

CONCLUSIONES

En este trabajo se analizaron y compararon los dos únicos MDE independientes y de acceso público existentes (hasta la fecha de elaboración de este estudio) para la I25M, Islas Shetland del Sur, Antártida; siendo uno de ellos de cobertura cuasi-global (GDEMv2), mientras que el otro cubre únicamente la Antártida (RAMPv2). Por otra parte, se trata de dos modelos que son fácilmente accesibles a través de Internet y que, con frecuencia, son utilizados en diversas investigaciones glaciológicas, climáticas, etc. En el caso de este trabajo en particular, el objetivo principal consistió en determinar cuál de los dos resultaba más apropiado para la elaboración de nuevos productos digitales para la mencionada isla.

Tras haber estudiado ambos modelos, podemos concluir que: a) antes de elaborar cualquier producto derivado a partir de un MDE, es de máxima importancia evaluar la calidad de la información y comparar la misma con alguna fuente independiente, b) también, es fundamental conocer los principios físicos y los métodos utilizados en la obtención y el procesamiento de los datos, ya que, en general, los MDE son el resultado de complejos algoritmos (de hecho, es factible que a partir de un mismo conjunto de datos “crudos” u originales se generen distintos MDE según cuales sean los criterios adoptados) y, c) por último, y desde una perspectiva operativa, se seleccionó el modelo RAMPv2 para la elaboración de productos derivados para la I25M. Esta última decisión se fundamenta en los siguientes aspectos: 1) resulta más coherente con las características topográficas y morfológicas del área de estudio, 2) no se le detectaron datos aberrantes y, 3) de los dos modelos estudiados es el que presenta la menor diferencia (~40 m) entre la máxima elevación del modelo (~665 m) y la cota máxima de la I25M (705 m).

Posiblemente, en una instancia futura, resulte favorable utilizar datos provenientes del RAMPv2 conjuntamente con otros del GDEMv2, en especial, en aquellos sectores donde ambos modelos se aproximan altimétricamente (por ejemplo, donde las diferencias son inferiores a 50 m). También es de esperar que se obtengan buenos resultados generando modelos híbridos (tal como es el caso del RAMPv2) utilizando información altimétrica obtenida in situ mediante técnicas de GPS diferencial. Con respecto a este último punto, algunos de los autores hemos estado trabajando durante tres campañas antárticas de verano (CAV 2011, 2012 y 2013) en proximidades de

la Base Carlini, I25M, con el objetivo de complementar y optimizar los escasos recursos disponibles en materia de información altimétrica y topográfica para el sector de las Islas Shetland del Sur, Antártida.

Agradecimientos: Al Instituto Antártico Argentino de la Dirección Nacional del Antártico y al Programa IMCONet (FP7-PEOPLE-2012-IRSES) de la Unión Europea. A los colegas R. del Valle, D. López y O. Zambrano por sus útiles sugerencias. A la comunidad de desarrolladores y usuarios de los programas R (<http://cran.r-project.org>) e IrfanView (<http://www.irfanview.com>).

REFERENCIAS

- Antarctic Digital Database Version 6.0, Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR ADD). Disponible en: <http://www.add.scar.org/>
- ASTER GDEM Validation Team, 2009. ASTER Global DEM Validation Summary Report. METI – NASA. Disponible en: https://lpdaac.usgs.gov/sites/default/files/public/aster/docs/ASTER_GDEM_Validation_Summary_Report.pdf
- Braun, M. and H. Gossmann, 2002. Glacial Changes in the Areas of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Maritime Antarctica. En: *Geoecology of Antarctic Ice-Free Coastal Landscapes*. Beyer, L. and M. Bölker (Eds.). Ecological Studies, 154, Springer Berlin Heidelberg, 75-89.
- Braun, M. and R. Hock, 2004. Spatially distributed surface energy balance and ablation modelling on the ice cap of King George Island (Antarctica). *Global and Planetary Change*, 42 (1-4), 45-58. doi 0.1016/j.gloplacha.2003.11.010.
- Braun, M., J. C. Simões, S. Vogt, U. F. Bremer, N. Blindow, M. Pfender, H. Saurer, F. Aquino and F. Ferron, 2001. An improved topographic database for King George Island: compilation, application and outlook. *Antarctic Science*, 13(1), 41-52.
- Bromwich, D., J. Nicolas, K. Hines, J. Kay, E. Key, M. Lazzara, D. Lubin, G. McFarquhar, I. Gorodetskaya, D. Grosvenor, T. Lachlan-Cope and N. van Lipzig, 2012. Tropospheric Clouds in Antarctica. *Reviews of Geophysics*, 50, RG1004. Disponible en: http://polarmet.osu.edu/PolarMet/PMGFulldocs/bromwich_nicolas_revgeophys_2012.pdf, CONAE, Comisión Nacional de Actividades Espaciales. Disponible en: <http://www.conae.gov.ar>
- Cook, A.J., T. Murray, A. Luckman, D.G. Vaughan and N.E. Barrand, 2012. A new 100-m Digital Elevation Model of the Antarctic Peninsula derived from ASTER Global DEM: methods and accuracy assessment. *Earth Syst. Sci. Data*, 4, 129–142. Disponible en: www.earth-syst-sci-data.net/4/129/2012/
- COPLA, Comisión Nacional del Limite Exterior de La Plataforma Argentina, 2009. Resumen Ejecutivo del documento Límite Exterior de la Plataforma Continental Argentina. Disponible en: http://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/arg25_09/arg2009e_summary_esp.pdf, Dirección Nacional del Antártico - Instituto Antártico Argentino. Disponible en <http://www.dna.gov.ar>
- Eckert, S., T. Kellenberger and K. Itten, 2005. Accuracy assessment of automatically derived digital elevation models from ASTER data in mountainous terrain. *International Journal of Remote Sensing*, 26, 9, 1943–1957. Disponible en: http://www.geo.unizh.ch/~hoelzle/E%26M/emuebung3/p4a_ijrs05_eckert.pdf
- Farr, T.G., P. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank and D. Alsdorf, 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. Disponible en: http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/SRTM_paper.pdf
- Felícísimo, A., 1994. Modelos digitales del terreno. Curso de introducción. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Universidad de Oviedo, España. Disponible en: http://www6.uniovi.es/~feli/CursoMDT/Tema_3.pdf
- Gesch, D., M. Oimoen, Z. Zhang, J. Danielson and D. Meyer, 2011. Validation of the ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) Version 2 over the Conterminous United States. Report to the ASTER GDEM Version, 2. Disponible en: http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver2Validation/Appendix_B_CONUS%20_GDEMv2_validation_report.pdf
- Korona, J., E. Berthier, M. Bernard, F. Rémy and E. Thouvenot, 2009. SPIRIT. SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice: Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007-2009). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 64, 2: 204–212. Disponible en: http://etienne.berthier.free.fr/download/Korona_et_al_ISPRS_2009.pdf
- Lemoine, F.G., S. C. Kenyon, J. K. Factor, R. G. Trimmer, N. K. Pavlis, D. S. Chinn, C. M. Cox, S. M. Klosko, S. B. Luthcke, M. H. Torrence, Y. M. Wang, R. G. Williamson, E. C. Pavlis, R. H. Rapp and T. R. Olson, 1998. The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM 96, Technical Paper NASA/TP-1998-206861. Disponible en: http://bowie.gsfc.nasa.gov/697/staff/lemoine/EGM96_NASA-TP-1998-206861.pdf

- Lencinas, J. y G. Díaz, 2011. Corrección geométrica de datos satelitales QuickBird, incidencia de los modelos digitales de elevación SRTM-C/X y ASTER GDEM. *GeoFocus*, 11, 431-454. Disponible en: http://geofocus.rediris.es/2011/Articulo18_2011.pdf
- Liu, H., K. Jezek, B. Li, and Z. Zhao, 2001. Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media. Disponible en: http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0082_ramp_dem_v2.gd.html
- National Elevation Dataset (NED). United States Geological Survey (USGS). Disponible en: <http://ned.usgs.gov/index.asp>
- NIST/SEMATECH, 2012. e-Handbook of Statistical Methods. Disponible en: <http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/>
- Park, B-K., S-K Chang, H. I. Yoon and H. Chung. 1998. Recent retreat of ice cliffs, King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 27:633–635.
- R Core Team, 2013. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Disponible en: <http://www.R-project.org/>
- Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2 (RAMPv2). Disponible en: <http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html>
- Rapp, R.H., Y. M. Wang and N. K. Pavlis, 1991. The Ohio State 1991 Geopotential and Sea Surface Topography Harmonic Coefficient Models. The Ohio State University, Department of Geodetic Science. Report No. 410, Columbus. Ohio.
- Rückamp, M., M. Braun, S. Suckro and N. Blindow, 2011. Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade. *Global and Planetary Change* 79, 99–109.
- Sievers, J. and H. Bennat, 1989. Reference Systems of Maps and Geographic Information Systems of Antarctica, *Antarctic Science*, 1 (4), 351-362.
- Simões, J., H. Gossmann, R. Delmas and M. Moskalevsky, 2004. Glaciological research in King George Island: missions and developments in the 1990s. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 4, 1-8.
- Snyder, J. P., 1987. Map Projection and Working Manual. Professional Paper, 1395. U.S. Geological Survey. Washington D.C., Estados Unidos.
- Tachikawa, T., M. Kaku, A. Iwasaki, D. Gesch, M. Oimoen, Z. Zhang, J. Danielson, T. Krieger, B. Curtis, J. Haase, M. Abrams, R. Crippen and C. Carabajal. D. Meyer (comp.), 2011. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results. Disponible en: http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver2Validation/Summary_GDEM2_validation_report_final.pdf
- Turner, J. and S. Pendlebury. 2004. The International Antarctic Weather Forecasting Handbook. Disponible en: http://www.antarctica.ac.uk/met/momu/International_Antarctic_Weather_Forecasting_Handbook/

APÉNDICE

Perfiles de la Isla 25 de Mayo

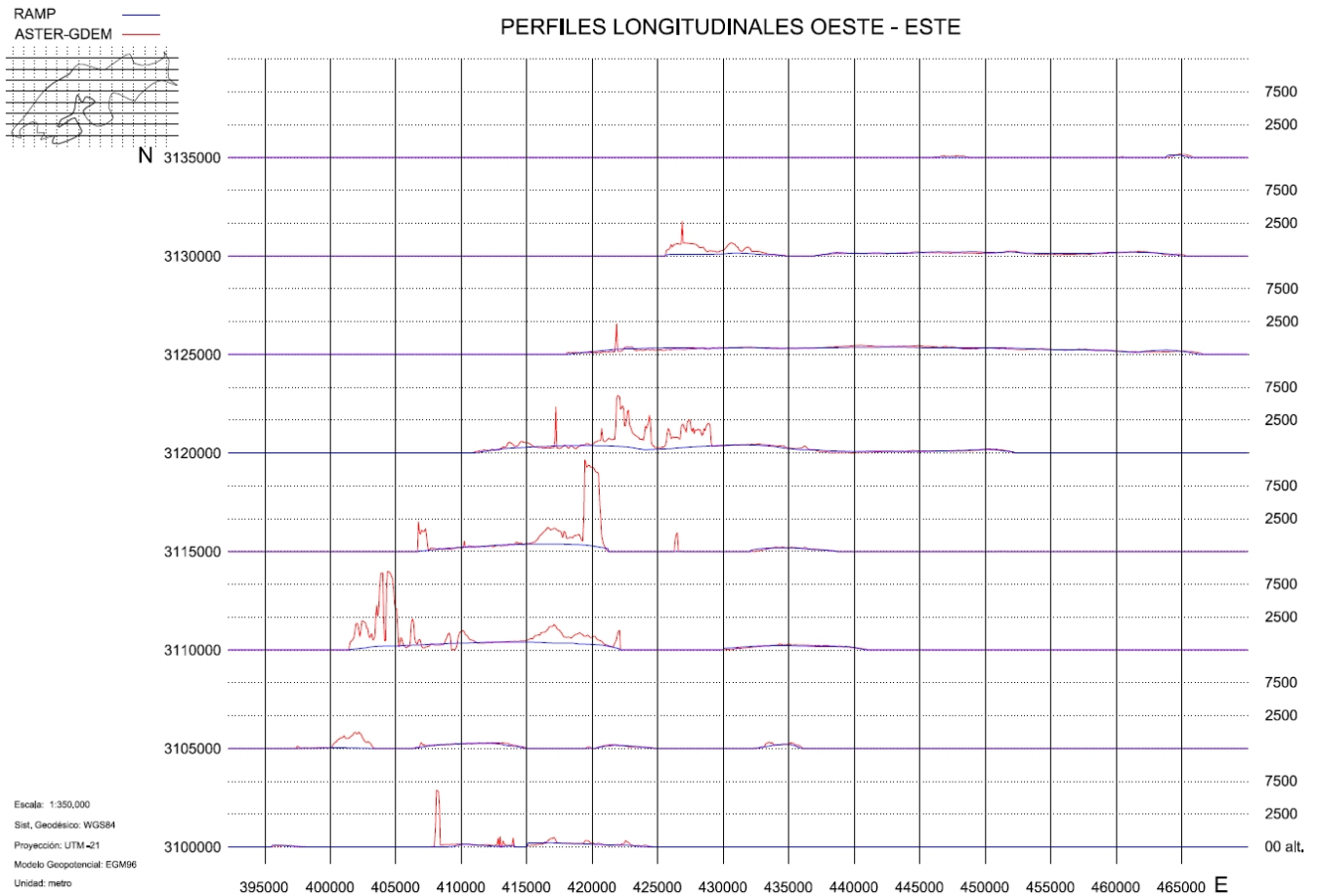


Figura A: En los perfiles O-E se observa que las diferencias entre los dos modelos estudiados no se distribuyen de forma regular ni aleatoria sino que se concentran en la mitad occidental de la Isla 25 de Mayo. En especial, esto se pone de manifiesto en los perfiles N3120000, N3115000 y N311000, que corresponden a la cuenca de la Bahía Lasserre (Admiralty Bay).

Figure A: The W-E profiles show that the differences between the two analyzed models are not distributed regularly nor randomly, instead they are concentrated in the western half of the 25 de Mayo/King George Island. In particular, this can be easily identified in the profiles N3120000, N3115000 and N311000, which correspond to the basin of Lasserre Bay (Admiralty Bay).

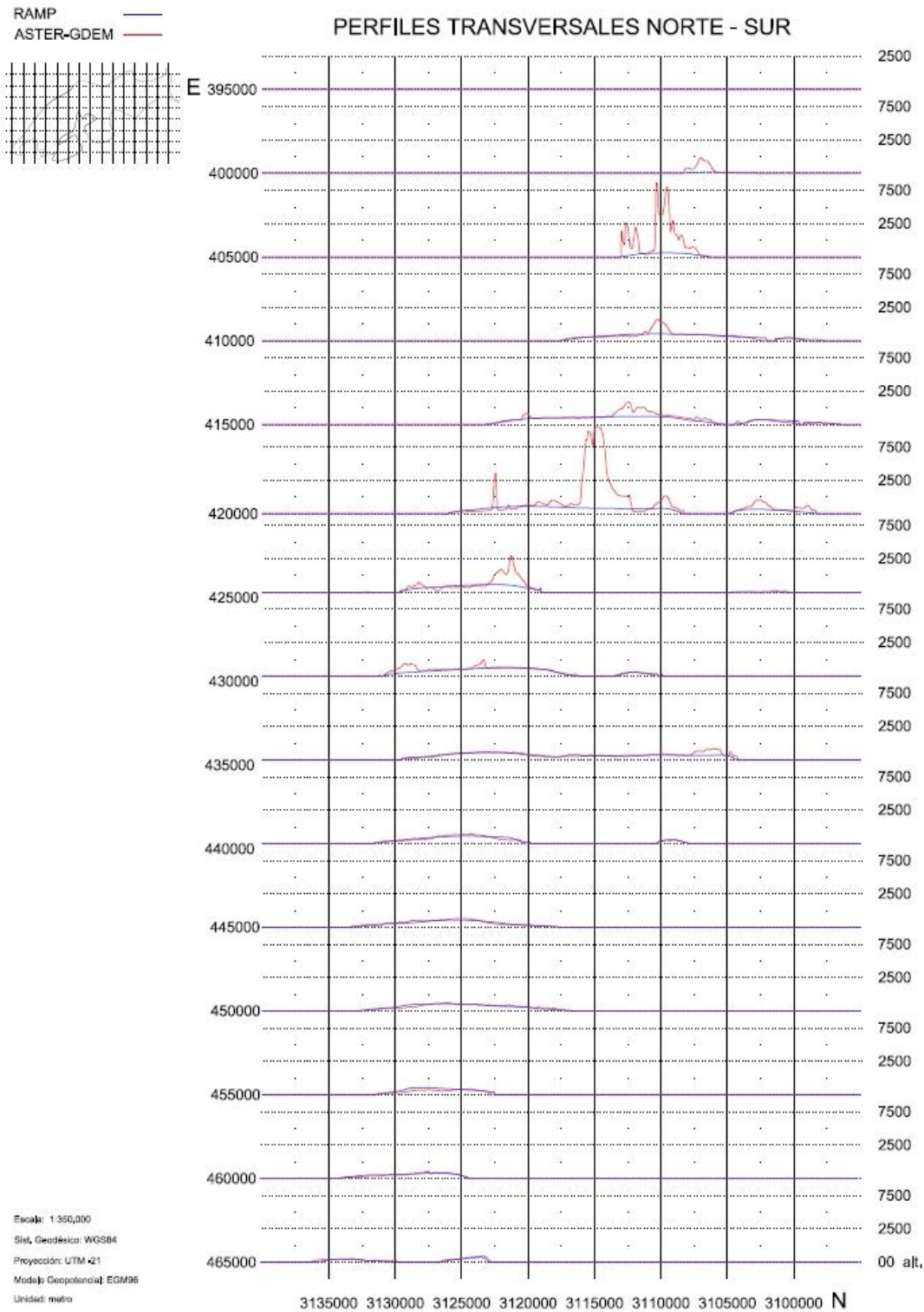


Figura B: Los perfiles N-S (al igual que los perfiles O-E) indican que las diferencias más importantes entre los modelos estudiados corresponden a la porción occidental de la Isla 25 de Mayo. En particular, cabe destacar el fuerte contraste que se observa en el perfil E420000 y que corresponde a la cuenca de la Bahía Lasserre (Admiralty Bay).

Figure B: The profiles N-S (as well as the O-E profiles) indicate that the most important differences between the two models are located in the western part of the 25 de Mayo Island. In particular, it is worth to note the strong contrast observed in the profile E420000, which corresponds to the basin of Lasserre Bay (Admiralty Bay).

Líneas de costa para la Isla 25 Mayo

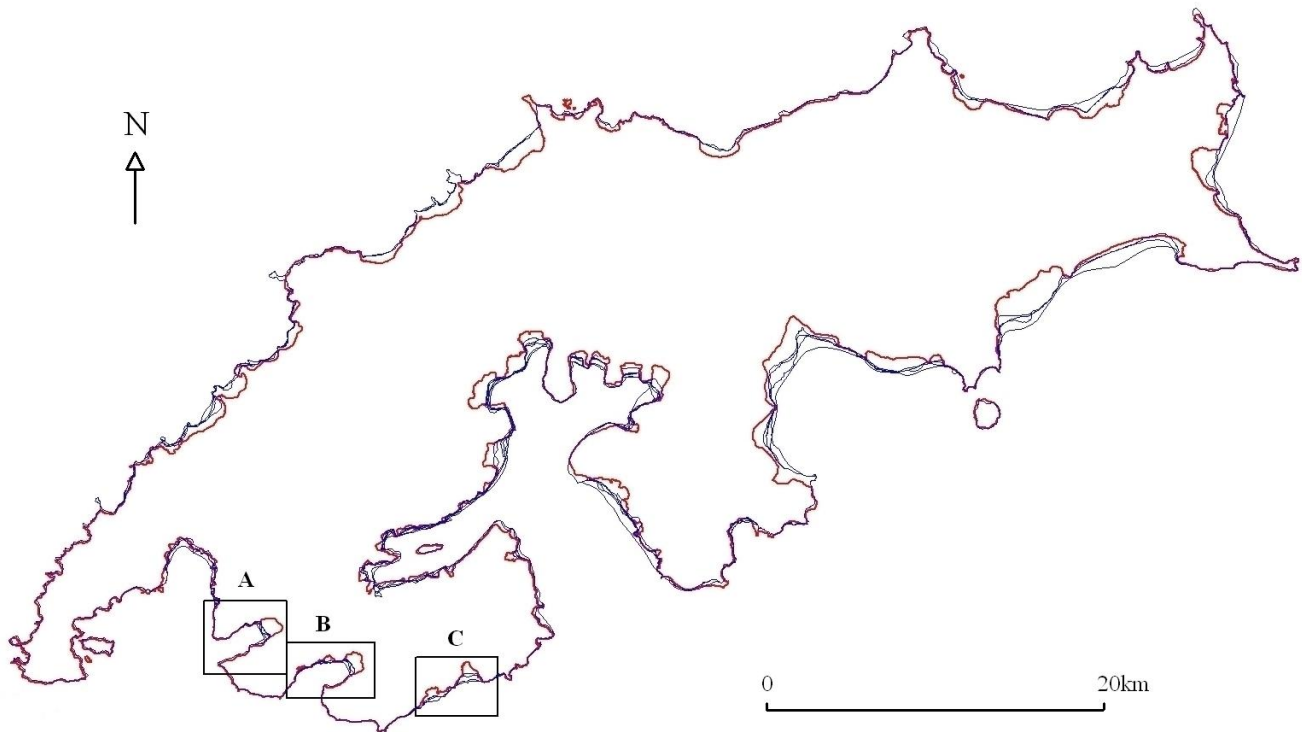


Figura C: La línea más interna (roja) se digitalizó a partir de una imagen SPOT-5 HRG1 (30-09-2012) y fue utilizada para delimitar los modelos estudiados. Las otras líneas (azules) fueron obtenidas de la Antarctic Digital Database (ADD) con el objeto de verificar la digitalización realizada a partir de la imagen citada y corresponden a distintos años previos (1956, 1975, 1979 y 1989). Las diferencias encontradas resultaron aceptables considerando la resolución espacial de los modelos y los cambios en los frentes glaciares registrados en las últimas décadas (por ejemplo, recuadros A, B y C).

Figure C: The inner line (red) has been digitalized from an image SPOT-5 HRG1 (30-09-2012) and it was used to delimitate the studied models. The other lines (blue) were obtained from the Antarctic Digital Database (ADD) with the aim of verifying the digitalization performed from the aforementioned image and they correspond to different past years (1956, 1975, 1979 y 1989). The observed differences are acceptable considering the spatial resolution of the models and the changes that have occurred on the retreating glacier fronts along the last decades (for instance, selected areas A, B and C).

Recibido: 04-02-2014
Aceptado: 15-05-2014

CONTROLES DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA EN ARENISCAS DE LA FORMACIÓN CUCULÍ (MIOCENO, PRECORDILLERA DE SAN JUAN)

CUCULÍ FORMATION SANDSTONES (MIOCENE, SAN JUAN PRECORDILLERA): MAGNETIC FABRIC CONTROLS

Oriolo, Sebastián¹, Ré, Guillermo Héctor², Japas, María Silvia², Cristallini, Ernesto Osvaldo³

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires.
soriolo@gwdg.de

² Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (CONICET–UBA).
indio@gl.fcen.uba.ar
msjapas@gl.fcen.uba.ar

³ Laboratorio de Modelado Geológico, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (CONICET–UBA).
ernesto@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Se llevó a cabo un estudio preliminar de fábrica magnética y petrofábrica en areniscas de la Formación Cuculí (Mioceno) en dos localidades de la Precordillera de San Juan y sus resultados fueron comparados con datos obtenidos a partir de estudios cinemáticos de otros autores en el mismo sector. El estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) revela elipsoides triaxiales con grados muy bajos de anisotropía. Dado que las rocas analizadas no presentan evidencias macro– o microscópicas de deformación interna, se interpreta que los elipsoides de ASM representan fábricas magnéticas compuestas incipientes, donde la fábrica sedimentaria es un importante factor de control en su desarrollo.

Palabras claves: anisotropía de susceptibilidad magnética, petrofábrica, cinemática, Andes Centrales, faja plegada y corrida

ABSTRACT

A preliminary study of magnetic fabric and petrofabric in sandstones from the Cuculí Formation (Miocene) was carried out in two localities from the Precordillera of San Juan and the results were compared with studies based on kinematic data obtained by other authors in the same localities. The study of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) shows triaxial ellipsoids with very low degrees of anisotropy. Due to the lack of macro– or microscopic evidences of strain, it is interpreted that the AMS ellipsoids represent incipient composite magnetic fabrics, whose development is significantly influenced by the sedimentary fabric.

Keywords: anisotropy of magnetic susceptibility, petrofabric, kinematics, Central Andes, fold and thrust belt

INTRODUCCIÓN

El concepto de petrofábrica refiere al ordenamiento, geometría y relación espacial de los elementos constitutivos de una roca, independientemente de la escala de observación. En particular, la fábrica magnética es el resultado de la orientación preferencial de los granos de aquellos minerales que contribuyen a la susceptibilidad magnética de una roca. Por lo tanto, los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) constituyen una herramienta fundamental en el conocimiento de la petrofábrica, la cual resulta de la génesis y posterior historia evolutiva de la roca. En las últimas décadas, esta metodología se ha utilizado ampliamente en el estudio de la

deformación interna de las rocas, pues se considera que el elipsoide de ASM y el elipsoide de deformación interna finita son coaxiales.

La ASM se ha empleado para analizar la fábrica tectónica de rocas sedimentarias que no presentan evidencias de deformación interna macro- o microscópica (Kissel *et al.*, 1986; Lee *et al.*, 1990; Sagnotti y Speranza, 1993; Scheepers y Langereis, 1994; Mattei *et al.*, 1997; Olivia-Urcía *et al.*, 2009). Sin embargo, la fábrica magnética puede también ser controlada por los procesos depositacionales y diagenéticos, tal como lo han mostrado Hrouda y Janák (1971), Hrouda y Stráník (1985), Park *et al.* (2000), Goddu *et al.* (2007) y Meissl *et al.* (2011). Si bien algunos autores han analizado el control ejercido simultáneamente por fábricas primarias y tectónicas en el desarrollo de la fábrica de ASM (Hirt *et al.*, 1995; Mattei *et al.*, 1997; Sagnotti *et al.*, 1998; Luo *et al.*, 2009; Mallik *et al.*, 2009; Soto *et al.*, 2009; Oliva-Urcía *et al.*, 2010), los factores de control en el desarrollo de fábricas magnéticas compuestas son aún poco conocidos.

Los antecedentes en el estudio de magnetofábricas en rocas sedimentarias de la Precordillera son escasos. Entre ellos, pueden mencionarse los trabajos de Terrizzano *et al.* (2011) en Precordillera Sur, y Fazzito (2011) y Fazzito *et al.* (2011) en relación a la falla El Tigre.

En la presente contribución se presentan resultados preliminares de fábrica magnética en areniscas de la Formación Cuculí ubicadas en la localidad de Hualilán. Los resultados obtenidos se comparan con la fábrica sedimentaria de las areniscas e información cinemática del área de estudio, de modo de establecer el control que habrían ejercido las fábricas primarias y tectónicas en la fábrica magnética de las rocas analizadas.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se ubica en la región de Hualilán, localizada en el sector central de la Precordillera de San Juan (Fig. 1). Dicha unidad morfoestructural se encuentra limitada por los valles de Iglesia-Uspallata y Bermejo-Tulum, que la separan de la Cordillera Frontal al oeste y las Sierras Pampeanas al este, respectivamente. Asimismo, la Precordillera constituye una faja plegada y corrida estructurada como consecuencia de la migración de la deformación andina hacia el antepaís a partir del Mioceno (Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Allmendinger *et al.*, 1990; Cristallini y Ramos, 2000). Como resultado, se han acumulado potentes depósitos continentales sinorogénicos en la extensa cuenca de antepaís del Bermejo (Johnson *et al.*, 1986; Jordan *et al.*, 1990, 1993; Milana *et al.*, 2003).

Dentro del área de estudio (Fig. 2), las unidades miocenas se disponen sobre un basamento paleozoico, constituido por rocas de las formaciones San Juan, Sierra de la Invernada, Los Espejos, Talacasto y Punta Negra (Furque, 1983; Furque *et al.* 2003). Las unidades miocenas están representadas por rocas volcánicas y subvolcánicas neógenas, y sedimentitas de las formaciones Cuculí (Cuerda y Furque, 1981) y El Corral (Furque, 1963).

La Formación Cuculí forma parte de las secuencias sinorogénicas de la Cuenca del Bermejo y ha sido dividida en tres miembros por Furque (1983): arenoso basal, conglomerádico y arenoso superior. Los miembros arenosos están constituidos por alternancias de areniscas y limonitas estratificadas rojizas y castañas. El nivel superior posee también escasos niveles lenticulares de conglomerados. El miembro conglomerádico está formado por ortoconglomerados lenticulares de base erosiva, intercalados con niveles de areniscas grises. Jordan y Damanti (1990) y Jordan *et al.* (1990) han interpretado los depósitos de esta unidad como el resultado de actividad fluvial, que habría dado lugar a la generación de canales y planicies de inundación. Las etapas de relativa estabilidad habrían permitido el desarrollo de paleosuelos en las planicies de inundación. La base de la Formación Cuculí tendría una edad entre 15 y 17 Ma, mientras que la edad de su techo se ubica en el intervalo 10,8–10,4 Ma, de acuerdo a estudios magnetoestratigráficos y edades obtenidas en tobas mediante trazas de fisión (Jordan y Damanti, 1990; Jordan *et al.*, 1990).

Desde el punto de vista estructural, el área presenta dos sistemas de estructuras diferentes. El primero está conformado por una serie de corrimientos de rumbo NNE a NNO con vergencia al este, que forman parte de la faja plegada y corrida de la Precordillera. En contraposición, el segundo sistema está constituido por fallas subverticales de rumbo ONO a ENE, que presentan desplazamiento de rumbo dominante y afectan a las estructuras de rumbo submeridional (Oriolo, 2012; Oriolo *et al.*, 2014). Estas últimas se encuentran particularmente concentradas en la Sierra de la Mina (Fig. 2), donde también controlan el emplazamiento de los cuerpos miocenos volcánicos y subvolcánicos y la mineralización asociada (Oriolo, 2012; Oriolo *et al.*, 2014). Asimismo, estos autores han reconocido mediante información geofísica la continuidad de estas estructuras y los cuerpos ígneos bajo los depósitos cuaternarios del bolsón intermontano de Hualilán.

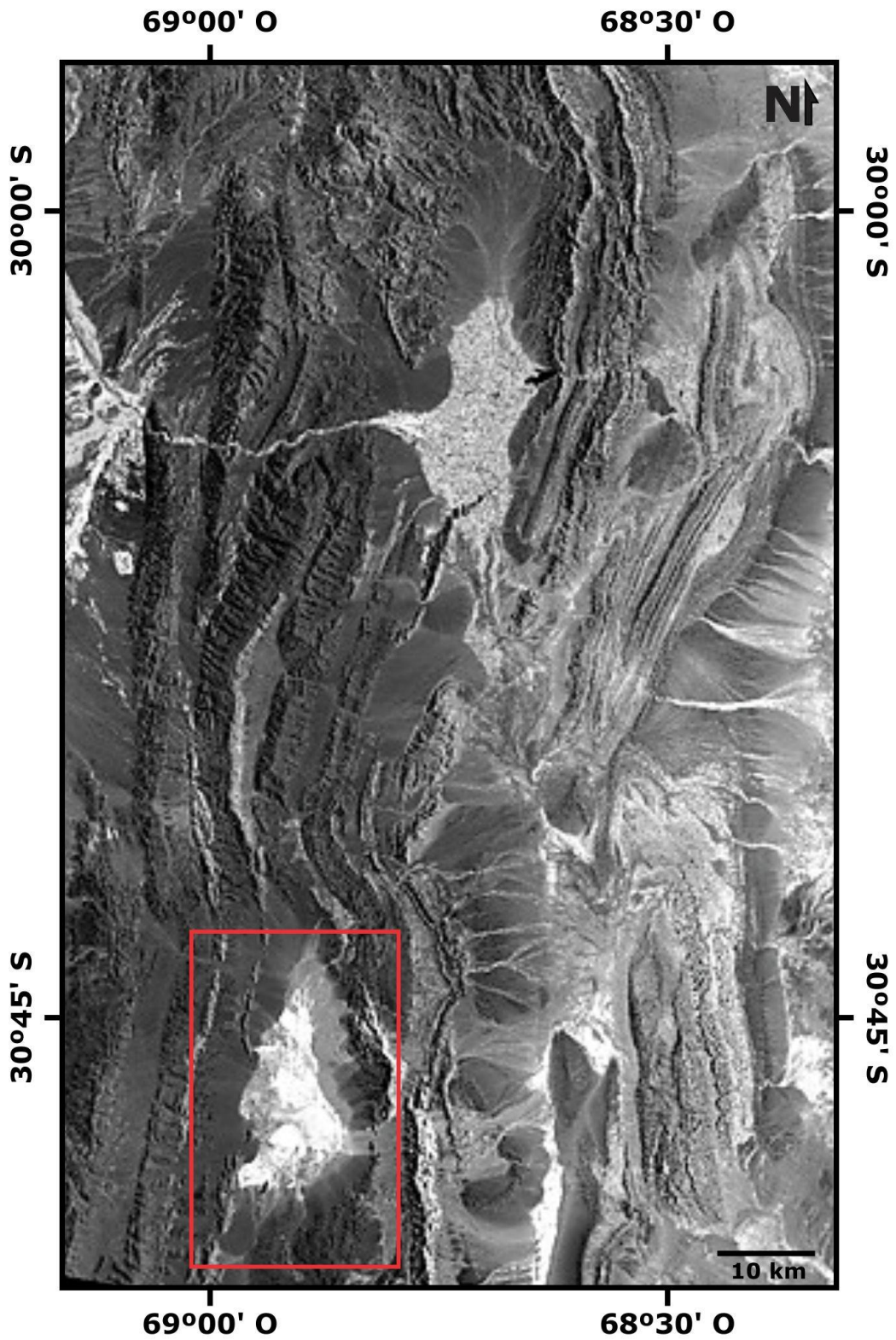


Fig. 1: Imagen Landsat ETM+ de la Precordillera de San Juan (NASA Landsat Program, 2003). El recuadro indica el área de estudio.

Fig. 1: Landsat ETM+ image of the Precordillera of San Juan (NASA Landsat Program, 2003). The rectangle indicates the study area.

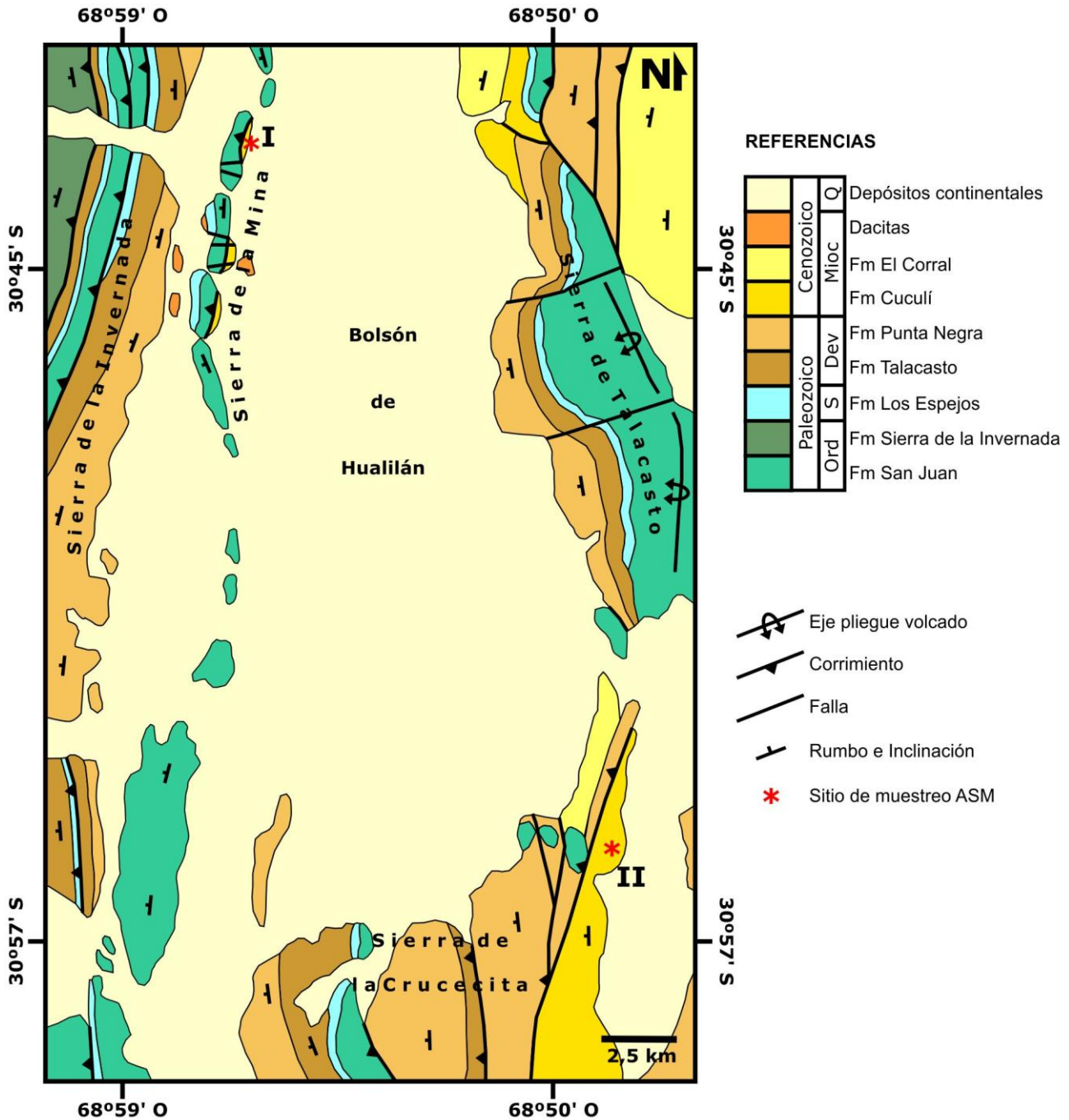


Fig. 2: Mapa geológico del área de estudio (modificado de Furque *et al.*, 2003).
 Fig. 2: Geological map of the study area (modified from Furque *et al.*, 2003).

METODOLOGÍA

El muestreo para el estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética se realizó en dos sitios, en cada uno de los cuales se obtuvieron 10 muestras de mano orientadas. El sitio I se ubica en el extremo norte de la sierra de la Mina y los intervalos muestreados corresponden a areniscas finas muy consolidadas con laminación horizontal, intercaladas con numerosos bancos de pelitas y escasas lentes de conglomerados (Fig. 3). No pudo determinarse la posición estratigráfica de la sección analizada dentro de la Formación Cuculí debido a la falta de estudios de detalle

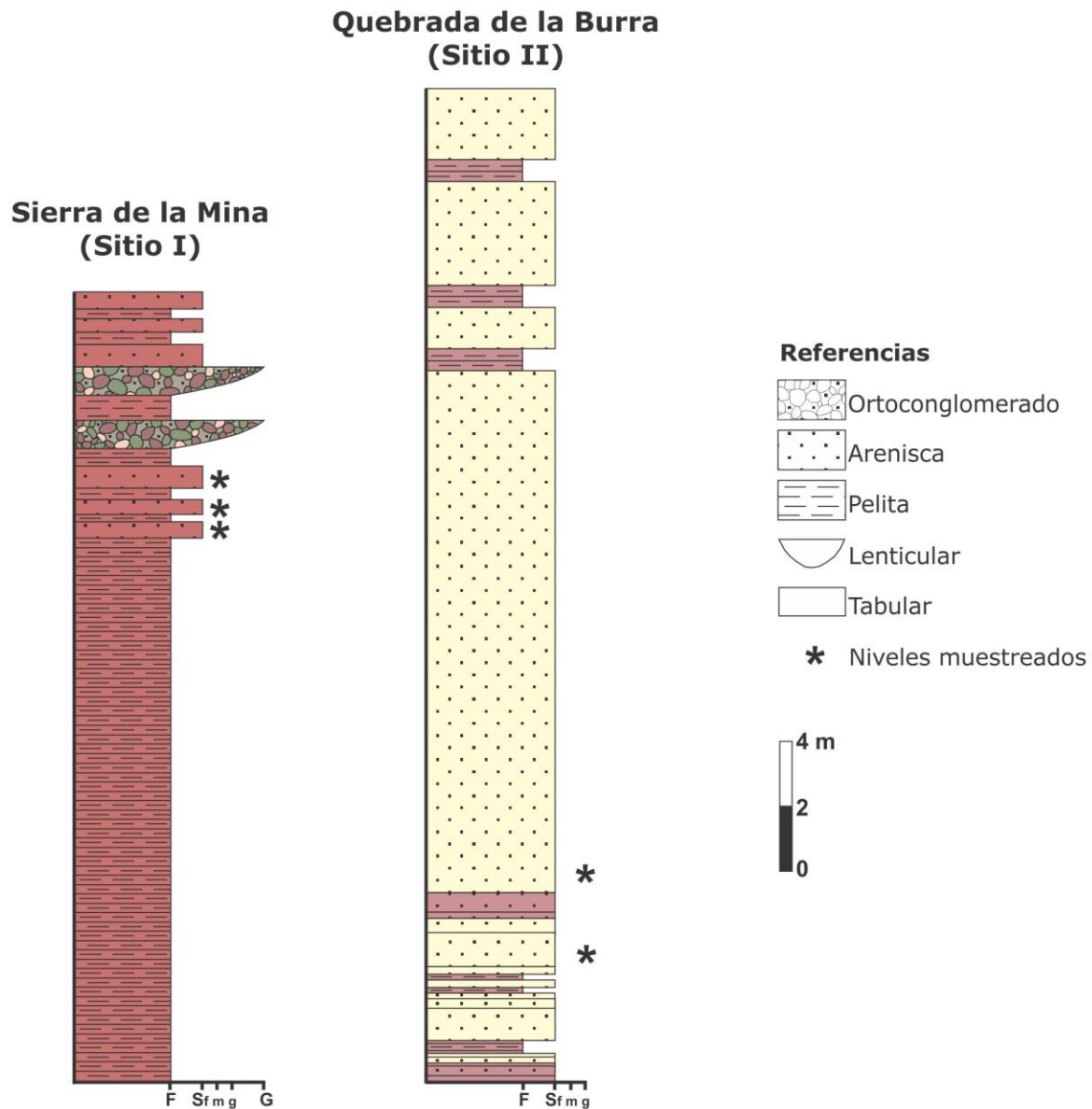


Fig. 3: Perfiles sedimentarios esquemáticos de las sucesiones correspondientes a los sitios de muestreo.
Fig. 3: Schematic sedimentary profiles of the sequences where the samples were collected.

en ese sector. El sitio II se localiza en la quebrada de la Burra, en el extremo sudeste del área de estudio. Allí se muestrearon areniscas finas masivas poco consolidadas del miembro arenoso superior, que se encuentran comprendidas dentro de una extensa sucesión de areniscas con delgadas intercalaciones de pelitas (Fig. 3). Las muestras obtenidas en ambos sitios fueron analizadas macro- y microscópicamente a fin de reconocer y caracterizar otros aspectos de la petrofábrica que pudieran compararse con la fábrica de ASM. Para ellos, se levantaron perfiles sedimentarios en ambos sitios y se confeccionaron láminas delgadas orientadas de forma perpendicular a la estratificación.

A partir de las muestras de mano, se extrajeron un total de 50 especímenes cilíndricos de 2,2 cm de altura y 2,54 cm de diámetro. La anisotropía de susceptibilidad magnética fue medida mediante un susceptibilímetro AGICO MFK1-B de acuerdo al protocolo de medición en 15 posiciones establecido por Tauxe (2002). Los resultados de las mediciones fueron procesados mediante el software Safyr4W a partir de los métodos estadísticos propuestos por Jelinek (1978), que permitieron determinar la orientación de los semiejes del elipsoide de ASM así como sus respectivas elipses de confianza. Del mismo modo, se calcularon la susceptibilidad magnética media K_m (Nagata 1961, Janák 1965), el parámetro de forma T y el grado de anisotropía corregido P_j (Jelinek, 1981). Estos dos últimos

términos se utilizaron como indicadores de intensidad de la fábrica y su forma, según las recomendaciones de Jelinek (1981) y Hrouda (1982). De acuerdo a Jelinek (1981), el parámetro T toma valores entre -1 y $+1$, donde $T=0$ representa elipsoides isotropos mientras que $T>0$ y $T<0$ corresponden a formas oblatas y proladas, respectivamente. Asimismo, el grado de anisotropía corregido P_j muestra el grado de orientación preferencial de los minerales que generan la fábrica magnética (Jelinek, 1981).

RESULTADOS

Análisis petrográfico

Los intervalos muestreados en el sitio I están constituidos por areniscas finas muy consolidadas, con laminación horizontal y fábrica clasto–sostén formada por clastos (95%) de tamaño medio de $0,1$ mm y material ligante (5%). Los clastos son subredondeados y están compuestos fundamentalmente por fragmentos líticos sedimentarios, cuarzo, feldespato y fragmentos líticos volcánicos. Los fragmentos líticos sedimentarios (46%) están representados por clastos de grano muy fino por lo que no puede reconocerse su mineralogía a excepción de aquellos constituidos por chert, mientras que los fragmentos líticos volcánicos son muy escasos y comprenden rocas volcánicas formadas por pasta de plagioclasa y minerales opacos. Los clastos de cuarzo (26%) presentan extinción relámpago, mientras que los de feldespato corresponden a plagioclasa (21%) con maclas polisintéticas, si bien también se observan algunos cristales de feldespato potásico. Como componentes accesorios, se encuentran clastos de minerales opacos (7%) que suelen concentrarse en láminas delgadas que definen la laminación horizontal (Fig. 4a). El material ligante está formado por una matriz (5%) de arcillas de color castaño, mientras que el cemento es escaso y sólo se manifiesta como pátinas y parches de carbonatos y óxidos de hierro. De acuerdo a los porcentajes modales recalculados, estas rocas se clasifican como litoarenitas feldespáticas según la clasificación de Folk *et al.* (1970).

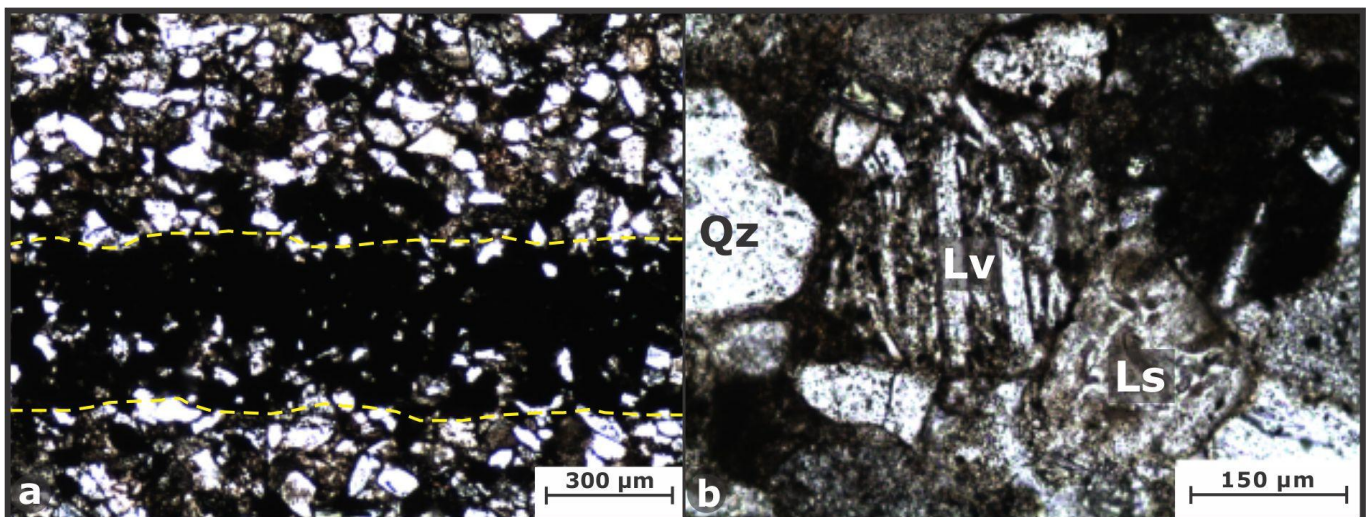


Fig. 4: Fotomicrografías de las rocas analizadas (nicoles paralelos). a) Laminación horizontal en las areniscas del sitio I con detalle de las láminas ricas en minerales opacos. b) Clastos de las areniscas del sitio II (Qz: cuarzo, Lv: lítico volcánico, Ls: lítico sedimentario).

Fig. 4: Photomicrographies of the studied rocks (parallel nicols). a) Horizontal lamination in the sandstones from site I, where the opaque minerals–rich layers are indicated. b) Clasts of the sandstones from site II (Qz: quartz, Lv: volcanic lithic fragment, Ls: sedimentary lithic fragment).

Las sedimentitas del sitio II corresponden a areniscas finas masivas poco consolidadas, con fábrica clasto–sostén formada por clastos (90%) de tamaño medio de 0.2 mm y material ligante (10%). Los clastos son subangulosos a subredondeados y están compuestos fundamentalmente por fragmentos líticos sedimentarios y volcánicos, cuarzo y feldespato (Fig. 4b). Los líticos sedimentarios (30%) están formados por clastos de grano muy fino por lo que no puede reconocerse su mineralogía, mientras que los líticos volcánicos (12%) son principalmente rocas volcánicas formadas por pasta de textura pilotáxica fluidal donde los microlitos de plagioclasa se orientan de forma subparalela entre sí. Los clastos de cuarzo (33%) presentan extinción relámpago y los de feldespato corresponden a plagioclasa

	Especimen	Km (SI)	Pj	T	K₁	K₂	K₃
Subpoblación 1	4-1b	8,34.10 ⁻⁴	1,010	0,238	314/46	219/04	125/44
	4-2a	9,81.10 ⁻⁴	1,010	-0,290	323/50	216/14	115/37
	4-2b	9,31.10 ⁻⁴	1,010	0,148	343/36	238/19	125/48
	4-3a	9,31.10 ⁻⁴	1,007	-0,088	010/32	262/27	140/46
	4-3b	9,46.10 ⁻⁴	1,013	-0,064	320/49	221/09	123/40
	4-4b	8,24.10 ⁻⁴	1,012	0,520	320/53	220/08	124/36
	7-1a	5,10.10 ⁻⁴	1,004	-0,249	238/46	031/41	133/13
	7-3b	5,09.10 ⁻⁴	1,007	0,810	239/17	342/37	130/49
	7-4b	5,04.10 ⁻⁴	1,007	0,355	319/53	205/17	104/32
	7-7a	5,04.10 ⁻⁴	1,007	0,193	333/49	208/26	103/29
	7-8a	4,90.10 ⁻⁴	1,007	0,207	330/46	208/28	099/31
	7-8b	4,99.10 ⁻⁴	1,008	0,148	311/55	215/04	122/35
	Subpoblación 2	3-1a	5,82.10 ⁻³	1,029	0,610	330/40	211/30
3-1b		4,45.10 ⁻³	1,024	0,437	333/25	206/52	077/26
3-2b		6,82.10 ⁻³	1,027	0,599	350/38	231/31	114/36
3-3b		5,58.10 ⁻³	1,018	0,242	345/36	226/34	108/36
3-4b		5,95.10 ⁻³	1,018	0,831	004/30	250/36	123/40
3-5a		5,83.10 ⁻³	1,019	0,329	344/43	232/23	122/39
3-6b		5,86.10 ⁻³	1,020	0,294	349/39	233/29	118/38
5-2a		5,71.10 ⁻³	1,024	0,826	352/19	245/41	101/43
5-3b		4,79.10 ⁻³	1,021	0,496	333/35	229/20	115/48
5-4a		5,83.10 ⁻³	1,021	0,842	002/30	245/38	119/37
5-4b		5,19.10 ⁻³	1,019	0,523	336/44	230/17	125/41
5-5a		5,28.10 ⁻³	1,018	0,673	009/26	253/42	121/37
5-6b		5,77.10 ⁻³	1,018	0,652	337/41	225/23	114/40
8-1a		1,00.10 ⁻²	1,047	0,729	007/40	194/50	100/03
8-2a		8,19.10 ⁻³	1,038	0,852	210/65	010/24	103/07
	1-1a	5,63.10 ⁻³	1,076	0,933	220/68	024/21	116/06
	1-1b	4,93.10 ⁻³	1,071	0,902	360/70	204/18	112/08

Tabla 1: Parámetros calculados para los especímenes del sitio I. *Km*: susceptibilidad magnética media, *Pj*: grado de anisotropía corregido, *T*: parámetro de forma. Se indican rumbo y buzamiento de *K₁*, *K₂* y *K₃*.

Table 1: Calculated parameters for the specimens of site I. *Km*: average magnetic susceptibility, *Pj*: corrected anisotropy degree, *T*: shape parameter. Trend and plunge of *K₁*, *K₂* and *K₃* are indicated.

Especimen	K_m (SI)	P_j	T	K_1	K_2	K_3
9-2a	$8,10 \cdot 10^{-3}$	1,018	-0,014	359/07	144/82	268/05
7-1	$5,53 \cdot 10^{-3}$	1,017	-0,239	002/05	260/69	093/21
2-1	$8,74 \cdot 10^{-3}$	1,016	0,002	185/06	010/84	275/01
6-1a	$7,25 \cdot 10^{-3}$	1,019	0,367	360/13	158/76	269/05
6-1b	$7,08 \cdot 10^{-3}$	1,018	0,342	000/13	173/77	270/02
2-2	$7,82 \cdot 10^{-3}$	1,016	0,215	189/04	003/86	099/01
1-5	$7,42 \cdot 10^{-3}$	1,015	-0,125	003/00	272/79	094/11
9-1	$8,57 \cdot 10^{-3}$	1,019	0,069	357/09	133/78	266/08
1-4a	$8,06 \cdot 10^{-3}$	1,017	-0,174	189/04	291/72	098/18
9-2b	$8,11 \cdot 10^{-3}$	1,016	0,173	005/01	099/78	275/12
1-3b	$8,60 \cdot 10^{-3}$	1,015	0,174	006/04	137/84	276/05
1-3a	$7,38 \cdot 10^{-3}$	1,015	-0,017	006/02	217/88	096/01
3-5a	$7,24 \cdot 10^{-3}$	1,017	-0,017	187/10	311/72	095/14
3-3a	$8,01 \cdot 10^{-3}$	1,018	0,218	181/14	315/70	088/14
3-5b	$8,90 \cdot 10^{-3}$	1,017	0,103	187/14	321/70	094/14
3-3b	$7,76 \cdot 10^{-3}$	1,019	0,067	184/12	321/74	092/11
3-2b	$9,00 \cdot 10^{-3}$	1,019	0,122	182/07	301/76	091/13
3-1	$8,17 \cdot 10^{-3}$	1,017	-0,104	181/05	307/82	091/06
3-4a	$8,52 \cdot 10^{-3}$	1,016	-0,112	184/08	316/77	093/09
3-2a	$8,45 \cdot 10^{-3}$	1,018	0,004	185/07	316/77	093/09
3-6b	$9,31 \cdot 10^{-3}$	1,017	-0,137	188/17	325/67	093/15

Tabla 2: Parámetros calculados para los especímenes del sitio II. K_m : susceptibilidad magnética media, P_j : grado de anisotropía corregido, T : parámetro de forma. Se indican rumbo y buzamiento de K_1 , K_2 y K_3 .

Table 2: Calculated parameters for the specimens of site II. K_m : average magnetic susceptibility, P_j : corrected anisotropy degree, T : shape parameter. Trend and plunge of K_1 , K_2 and K_3 are indicated.

(22%) con maclas polisintéticas. Como componentes accesorios, se encuentran clastos de minerales opacos (3%) y escasos anfíboles. El material ligante está formado por una matriz (10%) de arcillas de color castaño y pátinas de óxidos de hierro localizadas sobre algunos clastos. De acuerdo a los porcentajes modales recalculados, las rocas pueden clasificarse como litoarenitas feldespáticas según la clasificación de *Folk et al.* (1970).

Fábrica magnética

Los resultados obtenidos para el sitio I muestran una distribución bimodal (Tabla 1, 2; Fig. 5a, b), donde la subpoblación 1 presenta un valor de K_m de $7,05 \cdot 10^{-4} \pm 2,16 \cdot 10^{-4}$ SI y un predominio de elipsoides oblatos con grado de anisotropía inferior al 1,5% ($P_j < 1,013$) mientras que la subpoblación 2 evidencia valores de K_m de $6,07 \cdot 10^{-3} \pm 1,39 \cdot 10^{-3}$ SI y elipsoides oblatos con grado de anisotropía entre 2 y 3%, si bien algunos especímenes muestran valores de hasta 5% ($P_j < 1,05$). Los valores obtenidos sugieren un control de la susceptibilidad por fases ferro- y paramagnéticas para la subpoblación 1, mientras que la segunda estaría controlada sólo por minerales ferromagnéticos, de acuerdo a

los criterios definidos por Hrouda (2010). Existe una correlación positiva incipiente entre los parámetros P_j y T en la subpoblación 2 (Fig. 5a) y, a su vez, el gráfico de la Figura 5b define una relación similar entre el grado de anisotropía corregido y la susceptibilidad media para dicha subpoblación. Dos especímenes muestran un comportamiento anómalo ya que se separan del resto de los datos en ambos gráficos y no siguen las distribuciones generales (Fig. 5a, b) pues presentan el mayor grado de anisotropía dentro de las formas oblatas.

Por otra parte, los parámetros magnéticos determinados para el sitio II muestran mayor homogeneidad en sus valores respecto de los obtenidos en el sitio I (Fig. 5c, d). La susceptibilidad media presenta un valor medio de $8,00 \cdot 10^{-3} \pm 0,84 \cdot 10^{-3}$ SI y existen elipsoides tanto oblatos como prolados aunque los primeros son más frecuentes. La relación entre P_j y T muestra un bajo grado de dispersión en los datos, aunque puede sugerirse una incipiente correlación positiva entre ambas variables (Fig. 5c). El grado de anisotropía corregido medio es inferior al 2% ($P_j < 1,02$) en todos los casos, a la vez que éste no se modifica conforme varía la susceptibilidad media (Fig. 5d).

La distribución de los ejes de susceptibilidad magnética refleja la presencia de elipsoides triaxiales en todos los casos (Tarling y Hrouda, 1993). Las subpoblaciones definidas para el sitio I no muestran diferencias significativas entre sí en la orientación de los ejes del elipsoide de ASM. $K1$ y $K2$ se ubican en un plano paralelo a la estratificación y presentan rumbo NNO y SO, respectivamente, mientras que $K3$ coincide con el polo del plano de estratificación (Fig. 6a). Por otra parte, los resultados en el sitio II evidencian que $K3$ y $K1$ son subhorizontales y de rumbo E y N, respectivamente, y $K2$ es subvertical (Fig. 6c).

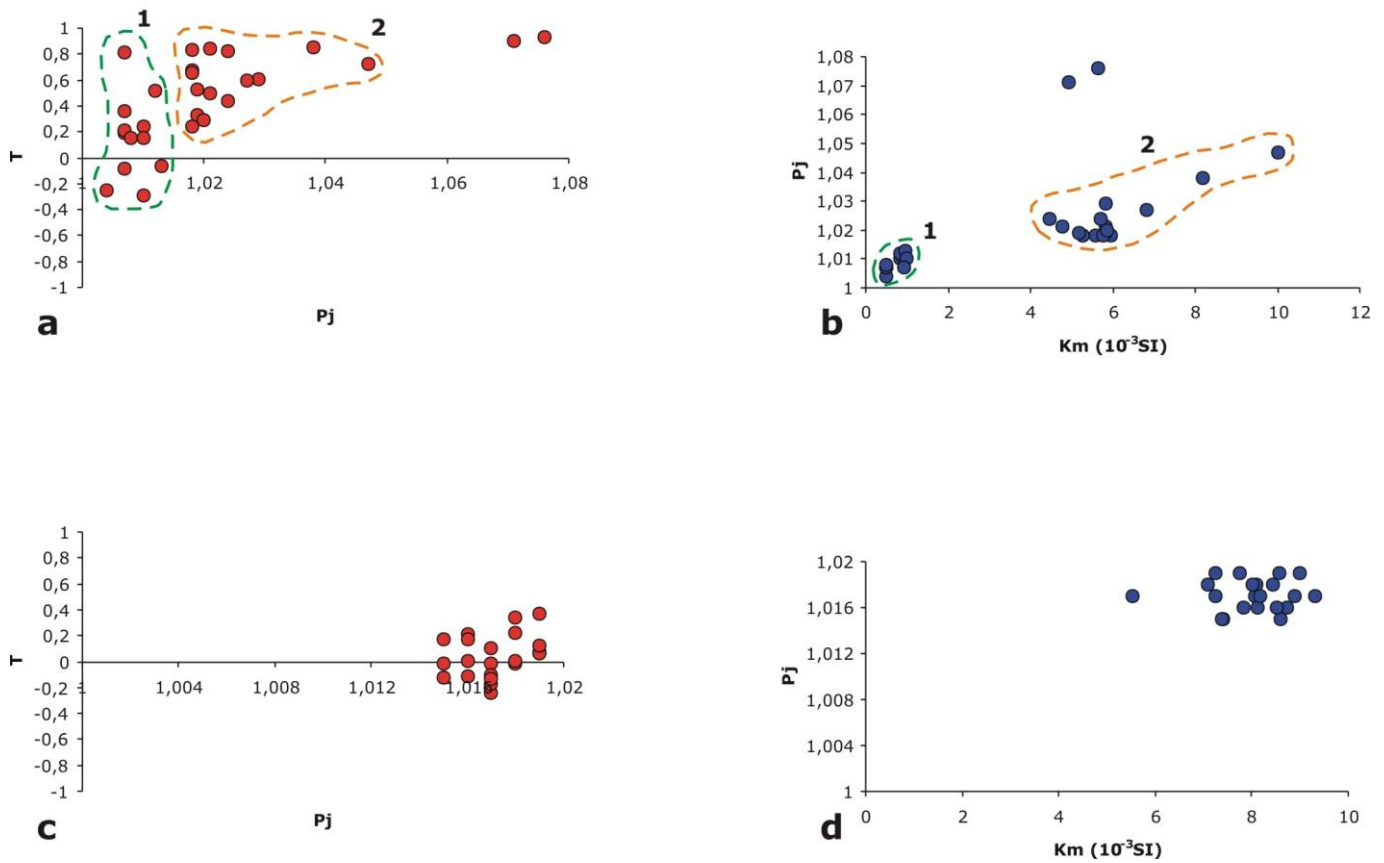


Fig. 5: Diagramas binarios P_j vs T y K_m vs P_j para los sitios I (a, b) y II (c, d). Las líneas punteadas de trazos naranja y verde indican las subpoblaciones definidas para el sitio I (verde: 1, naranja: 2). $T > 0$: elipsoides oblatos, $T < 0$: elipsoides prolados.

Fig. 5: Binary diagrams P_j vs T y K_m vs P_j for the sites I (a, b) and II (c, d). Orange and green dotted lines indicate the subpopulations defined for the site I (green: 1, orange: 2). $T > 0$: oblate ellipsoids, $T < 0$: prolate ellipsoids.

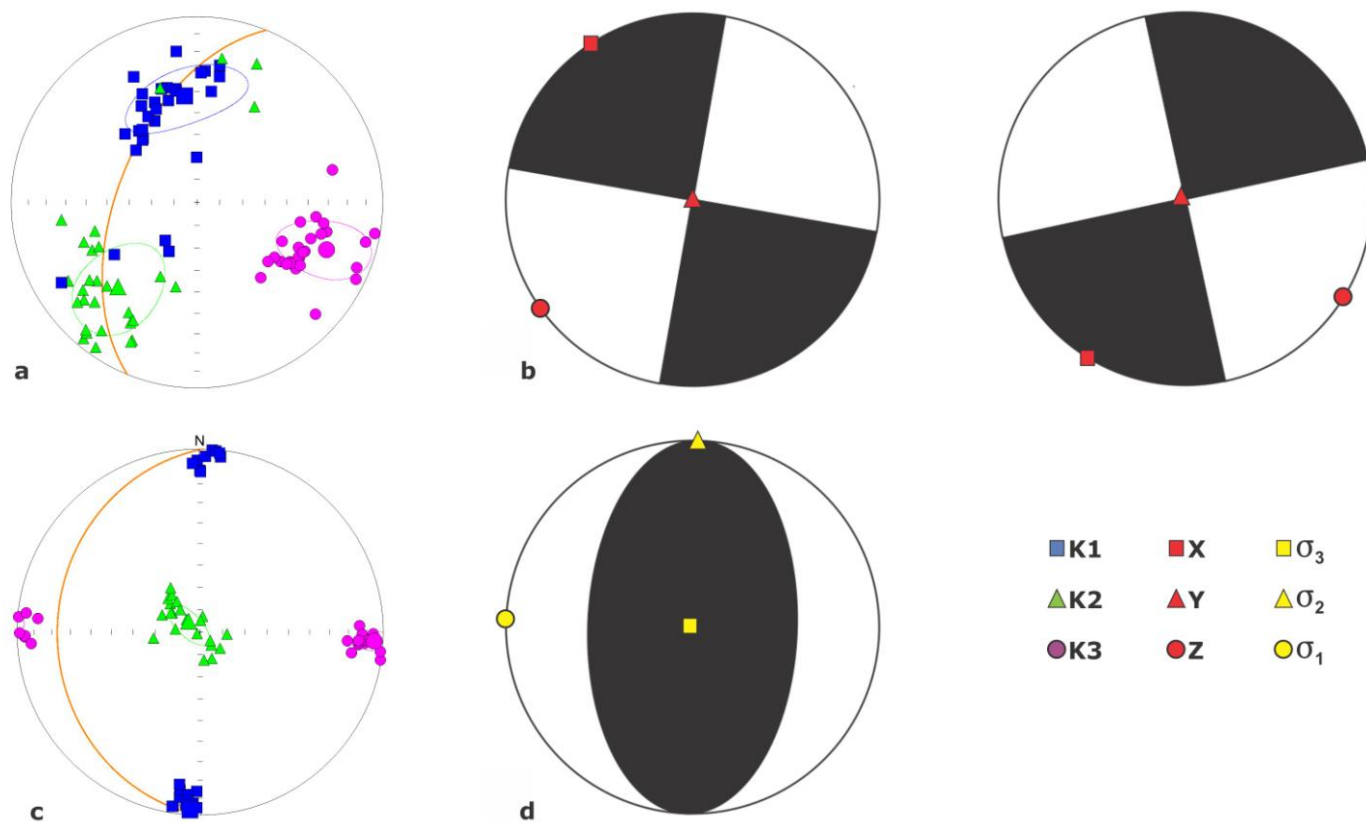


Fig. 6: Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de los ejes principales de ASM ($K1$, $K2$ y $K3$) y sus elipses de confianza al 95%. Se indica el plano de estratificación (línea naranja). a) Sitio I ($n=29$). b) Diagrama esquemático basado en datos obtenidos a partir de indicadores cinemáticos por Oriolo *et al.* (2014) en la sierra de la Mina. c) Sitio II ($n=21$). d) Diagrama esquemático basado en datos obtenidos a partir de indicadores cinemáticos por Siame *et al.* (2005) en la quebrada de la Burra.

Fig. 6: Lower hemisphere stereographic projection of the AMS axes ($K1$, $K2$ and $K3$) and their 95% confidence ellipses. Stratification plane is indicated (orange line). a) Site I ($n=29$). b) Schematic diagram based on data obtained through kinematic indicators by Oriolo *et al.* (2014) in the sierra de la Mina. c) Site II ($n=21$). d) Schematic diagram based on data obtained through kinematic indicators by Siame *et al.* (2005) in the quebrada de la Burra.

DISCUSIÓN

Relación entre fábrica magnética y deformación

Los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética en la sierra de la Mina (sitio I) reflejan la presencia de dos subpoblaciones de acuerdo a variaciones en los valores de susceptibilidad media y grado de anisotropía corregido (Fig. 5b). Ambas presentan elipsoides triaxiales de acuerdo al agrupamiento de los ejes (Tarling y Hrouda, 1993), donde $K1$ y $K2$ se ubican en un plano paralelo a la estratificación y $K3$, perpendicular a este último. Estas evidencias sugieren una fábrica magnética compuesta equivalente al estadio inicial de deformación propuesto por Parés *et al.* (1999), lo cual es consistente con el bajo grado de anisotropía obtenido (Fig. 5). Esto se verifica a partir de las observaciones petrográficas, ya que las rocas analizadas preservan la laminación horizontal bien definida y no presentan evidencias de desarrollo de clivaje (Fig. 4a), por lo que el acortamiento debió ser inferior al 10–20% (Engelder y Geiser, 1979; Barker, 1998). Algunos especímenes muestran en conjunto una distribución irregular de $K1$ y $K2$ en un plano paralelo a la estratificación que podría representar la fábrica sedimentaria no deformada (Fig. 7a).

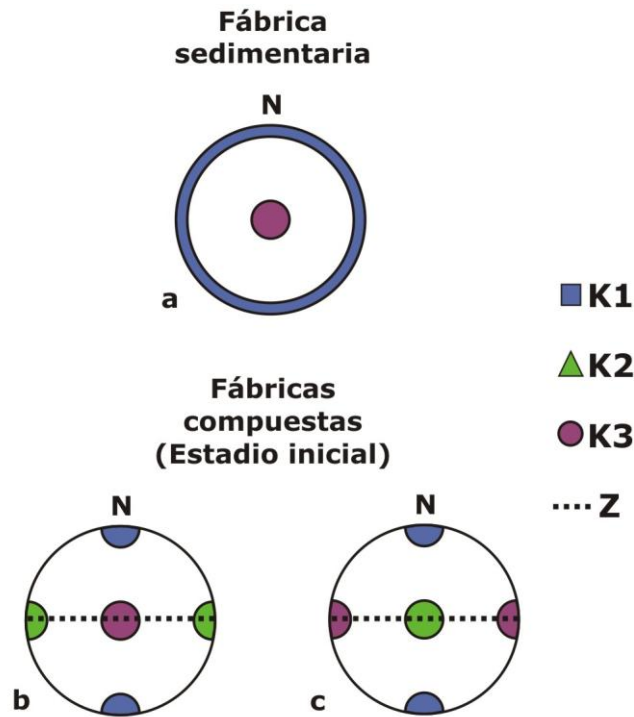


Fig. 7: Ejes teóricos de ASM ($K1$: azul, $K2$: verde, $K3$: lila) para fábricas sedimentarias (a) y compuestas (b, c), donde el eje de acortamiento máximo Z es horizontal y de rumbo E–O. a) Magnetofábrica generada a partir de una fábrica sedimentaria, donde el plano de estratificación es horizontal ($K1$ y $K2$ se distribuyen aleatoriamente en el plano horizontal). b) Estadio inicial en el desarrollo de una fábrica magnética compuesta según Parés *et al.* (1999) y Mallik *et al.* (2009), entre otros. c) Estadio inicial en el desarrollo de una fábrica magnética compuesta según Borradaile y Henry (1997).

Fig. 7: AMS theoretical axes ($K1$: blue, $K2$: green, $K3$: lila) for sedimentary (a) and composite fabrics (b, c), where the maximum shortening axis Z is subhorizontal and strikes E–O. a) Magnetofabric related to a sedimentary fabric with a horizontal bedding plane ($K1$ and $K2$ are randomly distributed within this horizontal plane). b) Initial stage in the development of the composite magnetic fabrics according to Parés *et al.* (1999) and Mallik *et al.* (2009), among others. c) Initial stage in the development of the composite magnetic fabrics according to Borradaile and Henry (1997).

La posición de $K1$, $K2$ y $K3$ es equivalente en ambas subpoblaciones. $K1$ y $K2$ pueden interpretarse como la consecuencia de la superposición de los campos cinemáticos definidos por Oriolo *et al.* (2014) en la sierra de la Mina (Fig. 6b). En contraposición, $K3$ presenta una orientación de origen sedimentario.

Por otra parte, los resultados de fábrica magnética obtenidos en la quebrada de la Burra (sitio II) muestran también evidencias de deformación incipiente definida por elipsoides triaxiales con grado de anisotropía muy bajo consistentes con los propuestos por Borradaile y Henry (1997). Al igual que en el sitio I, no existen evidencias de deformación microscópica ni desarrollo de clivaje (Fig. 4b), lo cual ratifica una fábrica compuesta como resultado de la superposición de procesos primarios y tectónicos.

Los elipsoides de ASM obtenidos en el sitio II pueden ser comparados con los datos obtenidos por Siame *et al.* (2005) en la quebrada de la Burra. Se observa entonces que $K3$ es paralelo al eje de compresión, subhorizontal de rumbo E, definido por estos autores (Fig. 6d). Asimismo, existe una ligera diferencia entre la posición del plano de estratificación y el plano que contiene a $K1$ y $K3$, que podría explicarse a partir de una componente de deformación no coaxial impuesta por cizalla intraestratal. En este sitio, puede verse también que los ejes $K1$ y $K2$ son paralelos a los ejes intermedio y mínimo, respectivamente.

Evolución de fábricas magnéticas compuestas

Al comparar los datos de los dos sitios, puede verse que ninguno de los dos muestra una fábrica magnética de origen únicamente sedimentario, donde $K3$ se ubicaría en una dirección perpendicular al plano de estratificación y $K1$ y $K2$ presentarían una distribución en guirnalda dentro de dicho plano (Fig. 7a). A su vez, existe una diferencia notable

entre ambos, dada por la correlación de los ejes del elipsoide de ASM con los ejes de deformación y esfuerzo respectivos obtenidos a partir de datos cinemáticos. En el sitio I, *K3* se encuentra perpendicular al plano de estratificación, por lo que se interpreta como producto de la fábrica sedimentaria, mientras que para el sitio II dicho eje se ubica muy próximo al plano de estratificación y coincide aproximadamente con el eje de acortamiento definido por Siame *et al.* (2005). Por lo tanto, las fábricas de ASM reflejarían dos posibles resultados de la modificación incipiente de la fábrica magnética primaria ante la acción de esfuerzos tectónicos (Fig. 7b y c). La primera modificación posible que sufriría la fábrica magnética sería el reordenamiento de los ejes de ASM, de modo que *K2* coincidiría con el eje de acortamiento *Z*. Esta situación puede reconocerse en los resultados obtenidos en el sitio I y coincide con los estadios iniciales de la evolución de fábricas compuestas propuestos por Parés *et al.* (1999) y Mallik *et al.* (2009), entre otros (Fig. 7b). En el segundo caso, se obtendrían elipsoides triaxiales donde *K3* se orienta de forma paralela al eje *Z* (Borradaile y Henry, 1997, Fig. 7c), tal como se observa en el sitio II.

Las diferencias en las fábricas magnéticas reconocidas en las areniscas de la Fm. Cuculí podrían explicarse a partir de diferencias en la deformación experimentada por las rocas en ambas localidades, o bien, de la fábrica sedimentaria. En este sentido, las unidades muestreadas en el primer sitio presentan laminación horizontal bien desarrollada mientras que, en el segundo, la estructura es masiva, si bien todas corresponden a litoarenitas con similares características petrográficas. Por lo tanto, podría interpretarse que esta última secuencia sería más sensible a registrar la impronta tectónica que la secuencia que muestra una fábrica planar primaria subhorizontal del sitio I, por lo que registraría más tempranamente la orientación de *K3* de origen tectónico.

CONCLUSIONES

A partir de los datos preliminares presentados en este trabajo, pudo comprobarse la existencia de fábricas magnéticas compuestas en las sedimentitas de la Formación Cuculí. Éstas son el producto de deformación incipiente, la cual no es reconocible a escala meso- o microscópica. Se interpreta también que la fábrica sedimentaria constituye uno de los posibles controles en el desarrollo inicial de fábricas magnéticas compuestas y, por lo tanto, la presencia de una fábrica sedimentaria penetrativa dificulta la determinación de los ejes de deformación interna finita a través de ASM en rocas poco deformadas. Estas propuestas serán ampliadas en futuros trabajos complementarios que permitan discutir las hipótesis aquí planteadas.

Agradecimientos: los autores desean agradecer a los proyectos UBACyT20020120200157 (G. H. Ré), PIP CONICET 11420100100334 (M. S. Japas) y UBACyT 20020100100855 (E. O. Cristallini). Se desea agradecer a Rubén Somoza por las observaciones en una versión preliminar de este trabajo, así como también a Claudia Prezzi por el manejo editorial, y a Fernando Hongn y a un árbitro anónimo por las correcciones y sugerencias que ayudaron a mejorar notablemente este trabajo.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W., D. Figueroa, D. Snyder, J. Beer, C. Mpodozis, B.L. Isacks, 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9(4): 789-809.
- Baldis, B.A., G.A. Chebli, 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 47-65.
- Barker, A.J., 1998. Introduction to metamorphic textures and microstructures, Second Edition. Chapman & Hall, pp 244.
- Borradaile, G.J., B. Henry, 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews* 42: 49-93.
- Cristallini, E.O., V.A. Ramos, 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL). *Tectonophysics* 317: 205-235.
- Cuerda, A.J., G. Furque, 1981. Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan, Parte I, Comarca del Cerro La Chilca (Río Francia). *Revista Asociación Geológica Argentina* 36(2): 187-196.
- Engelder, T., P. Geiser, 1979. The relationship between pencil cleavage and lateral shortening within the Devonian section of the Appalachian Plateau, New York. *Geology* 7: 460-464.
- Fazzito, S.Y. 2011. Estudios geofísicos aplicados a la geotectónica de la falla El Tigre, Precordillera de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, pp 277.
- Fazzito, S.Y., A.E. Rapalini, J.M. Cortés, C.M. Terrizzano, 2011. Kinematic study in the area of the Quaternary oblique-slip El Tigre fault, eastern Precordillera, Argentina, on the basis of paleomagnetism and anisotropy of magnetic susceptibility. *Latinmag Letters, Proceedings* 1(B24).

- Folk, R.L., P.B. Andrews, D.W. Lewis, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13: 937–968.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b–Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92, pp 72.
- Furque, G., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 19c–Ciénaga de Gualilán. Servicio Geológico Nacional, Boletín 193, pp 111.
- Furque, G., P. González, M. Caballé, L. Pérez, R. Cardó, M. Godeas, A. Conde, J.C. Pucci, 2003. Hoja Geológica 3169–II, San José de Jachal. Provincias de San Juan y La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 259, pp 76.
- Goddu, S.R., E. Appel, P. Gautam, E.A. Oches, F. Wehland, 2007. The lacustrine section at Lukundol, Kathmandu basin, Nepal: Dating and magnetic fabric aspects. *Journal of Asian Earth Sciences* 30(1): 73– 81.
- Hirt, A.M., K.F. Evans, T. Engelder, 1995. Correlation between magnetic anisotropy and fabric for Devonian shales on the Appalachian Plateau. *Tectonophysics* 247: 121–132.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5: 37–82.
- Hrouda, F., 2010. Modelling relationship between bulk susceptibility and AMS in rocks consisting of two magnetic fractions represented by ferromagnetic and paramagnetic minerals–Implications for understanding magnetic fabrics in deformed rocks. *Journal of the Geological Society of India* 70(1): 254–266.
- Hrouda, F., F. Janák, 1971. A study of the hematite fabric of some red sediments on the basis of their magnetic susceptibility anisotropy. *Sedimentary Geology* 6: 187–199.
- Hrouda, F., Z. Stráník, 1985. The magnetic fabric of the Zdánice thrust sheet of the Flysch Belt of the West Carpathians: sedimentological and tectonic implications. *Sedimentary Geology* 45: 125–145.
- Janák, F., 1965. Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Studia Geophysica et Geodatia* 9: 290–301.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodatia* 22: 50–62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79: 63–67.
- Johnson, N.M., T.E. Jordan, P.E. Johnsson, C.W. Naeser, 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. En: *Foreland basins*. Allen, P.E., P. Homewood (Ed). International Association of Sedimentologists Series 8. 63–75.
- Jordan, T., J. Damanti, 1990. Estudios paleogeográficos de cuencas neogénicas, San Juan, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 247–250.
- Jordan, T., P. Ruddy, L. Mc Rae, J. Beer, K. Tabbutt, T. Damanti, 1990. Magnetic polarity of the Miocene Río Azul section, Precordillera thrust belt, San Juan Province, Argentina. *Journal of Geology* 98: 519–539.
- Jordan, T.E., R.W. Allmendinger, J.F. Damanti, R.E. Drake, 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30– 31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 135–156.
- Kissel, C., E. Barrier, C. Laj, T.Q. Lee, 1986. Magnetic fabric in “undeformed” marine clays from compressional zones. *Tectonics* 5: 769–781.
- Lee, T.Q., C. Kissel, C. Laj, C.S. Horng, Y.T. Lue, 1990. Magnetic fabric analysis of the Plio–Pleistocene sedimentary formations of the Coastal Range of Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters* 98: 23– 32.
- Luo, L., D. Jia, H. Li, Y. Li, F. Deng, Z. Chen, Q. Jia, S. Sun, Y. Zhang, 2009. Magnetic fabric investigation in the northwestern Sichuan Basin and its regional inference. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 173: 103–114.
- Mallik, J., G. Mathew, R.O. Greiling, 2009. Magnetic fabric variations along the fault related anticlines of Eastern Kachchh, Western India. *Tectonophysics* 473: 428–445.
- Mattei, M., L. Sagnotti, C. Faccenna, R. Funiciello, 1997. Magnetic fabric of weakly deformed clay–rich sediments in the Italian peninsula: Relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics* 271: 107–122.
- Meissl, S., J.H. Behrmann, C. Franke, 2011. Magnetic fabrics in Quaternary sediments, Ursa Basin, northern Gulf of Mexico record transport process, compaction and submarine slumping. *Marine Geology* 286(1–4): 51–64.
- Milana, J.P., F. Bercowski, T. Jordan, 2003. Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 58(3): 447–473.
- Nagata, T., 1961. *Rock Magnetism*, Second Edition. Maruzen, pp 350.
- NASA Landsat Program, 2003. Landsat ETM+ scene p232r081_7dx20001119, Surface Reflectance, GLCF, Argentina, 19/11/2000.
- Oliva–Urcía, B., J.C. Larrasoaña, E.L. Pueyo, A. Gil, P. Mata, J.M. Parés, A.M. Schleicher, O. Pueyo, 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology* 31 (2): 163–176.

- Oliva-Urcía, B., T. Román-Berdiel, A.M. Casas, E.L. Pueyo, C. Osácar, 2010. Tertiary compressional overprint on Aptian–Albian extensional magnetic fabrics, North–Pyrenean Zone. *Journal of Structural Geology* 32 (3): 362–376.
- Oriolo, S., 2012. Análisis de la deformación en la región de Hualilán, Precordillera de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, pp 160.
- Oriolo, S., E.O. Cristallini, M.S. Japas, M. Giménez, 2014. Cross–strike structures controlling magmatism emplacement in a flat–slab setting (Precordillera, Central Andes of Argentina). En: Llana–Fúnez, S., A. Marcos, S. Bastida (ed) *Deformation Structures and Processes within the Continental Crust*. Geological Society of London, Special Publications 394: 113–127.
- Ortiz, A., J.J. Zambrano, 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 59-74.
- Parés, J.M., B.A. van der Pluijm, J. Dinarès–Turell, 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307: 1–14.
- Park, C.K., S.J. Doh, D.W. Suk, K.H. Kim, 2000. Sedimentary fabric on deep–sea sediments from KODOS area in the eastern Pacific. *Marine Geology* 171 (1–4): 115–126.
- Sagnotti, L., F. Speranza, 1993. Magnetic fabric analysis of the Plio– Pleistocene clayey units of the Sant’ Arcangelo basin, southern Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 77: 165–176.
- Sagnotti, L., F. Speranza, A. Winkler, M. Mattei, R. Funiciello, 1998. Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 105: 73–93.
- Scheepers, P.J.J., C.G. Langereis, 1994. Magnetic fabric of Pleistocene clays from the Thyrrenian Arc: a magnetic lineation induced in the final stage of the middle Pleistocene compressive event. *Tectonics* 13: 1190–1200.
- Siame, L.L., O. Bellier, M. Sebrier, M. Araujo, 2005. Deformation partitioning in flat subduction setting: Case of the Andean foreland of western Argentina (28°S–33°S). *Tectonics* 24. doi: 10.1029/2005TC001787
- Soto, R., J.C. Larrasoaña, L.E. Arlegui, E. Beamud, B. Oliva–Urcía, J.L. Simón, 2009. Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. *Journal of Structural Geology* 31: 512–522.
- Tarling, D.H., F. Hrouda, 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, pp 212.
- Tauxe, L., 2002. *Paleomagnetic Principles and Practice*. Modern Approaches in Geophysics Series Volume 18. Kluwer Academic Publishers, pp 299.
- Terrizzano, C.M., J.M. Cortés, S.Y. Fazzito, A.E. Rapalini, 2011. Análisis de fábricas magnéticas aplicado al estudio de la deformación neotectónica en la Precordillera de Cuyo. *Latinmag Letters, Proceedings* 1(B27).

Recibido: 19-11-2013
Aceptado: 01-07-2014

ESTADÍSTICA DE MANCHAS SOLARES Y TERREMOTOS EN CHILE

STATISTICS OF SUNSPOTS AND EARTHQUAKES IN CHILE

Virginia Mabel Silbergleit^{1,2} y Patricia Alejandra Larocca³

¹Instituto de Gas y Petróleo, Facultad de Ingeniería, UBA

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Facultad de Ingeniería, UBA

RESUMEN

La actividad solar influye sobre el geosistema y una manifestación de esta actividad son las manchas solares. En el presente trabajo se realiza un estudio estadístico del número de manchas solares y del momento sísmico para terremotos con epicentros en Chile, durante los años 1906 al 2011. Se estudian periodogramas donde se verifican periodicidades de aproximadamente 11 y 22 años para el Sol y entre 2.4 y 8.5 años; 11-14 y 26.2 años para la magnitud sísmica. El coeficiente de correlación hallado para las series mencionadas fue de $C = 0.6$. Se obtuvieron buenos ajustes utilizando la función de Weibull para ambas series.

Palabras claves: manchas solares, periodicidades, sismos, estadísticas.

ABSTRACT

Solar activity influences the geosystem and this activity could be studied by sunspots. In this paper a statistical study of sunspots and the seismic moment of earthquakes with epicenters in Chile during the years 1906 to 2011 is done. We study periodograms in which periodicities of about 11 and 22 years for the Sun and between 2.4 and 8.5 years; 11-14 and 26.2 years for the earthquake magnitude are observed. The correlation coefficient between the above mentioned data was $C = 0.6$. For both data series the Weibull function showed good fits

Keywords: sunspots, periodicities, earthquakes, statistics.

INTRODUCCIÓN

El objetivo del estudio es observar las semejanzas y diferencias estadísticas entre el número de manchas solares y los terremotos en Chile. La ocurrencia de los terremotos tiene una distribución no homogénea sobre la superficie terrestre, en general, se producen en áreas donde se dan límites tectónicos diferentes. En el caso de Chile, el gran terremoto de magnitud sísmica 9.5 ocurrido en Valdivia, el 22 de mayo de 1960, (el mayor de la historia de la humanidad) se originó debido al desplazamiento súbito de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana.

Chile se encuentra dentro del cinturón de fuego del Pacífico (larga cadena de volcanes y estructuras tectónicas activas que rodea el Océano Pacífico). Este es uno de los países con mayor sismicidad en el mundo. Durante el último siglo se observó un promedio de ocurrencia de terremotos destructores cada 10 años liberándose un alto porcentaje de la energía sísmica, debido principalmente a la interacción entre las placas de Nazca y Sudamérica. Estas placas convergen con una velocidad relativa del orden de 8 cm/a en la dirección N78°E, (Compte y Pardo, 1991). Esta tectónica provoca la subducción de la placa oceánica (Placa de Nazca) bajo el continente (Placa Sudamericana), proceso que genera esfuerzos suficientes para dar origen a sismos.

En la zona central de Chile, el rasgo batimétrico más destacado de la placa oceánica de Nazca es la dorsal de Juan Fernández, cadena de volcanes extintos, que es subductada alrededor de los 33°S.

Algunos de los montes submarinos más importantes de esta cadena son las islas de Juan Fernández que emergen sobre el nivel del mar y bajo el mar el monte O'Higgins pronto a subductar, cercano a la fosa oceánica, (Pardo, 2001).

Del estudio de la ocurrencia de sismos en sus países, diversos autores publicaron los siguientes resultados: a) Du Xinxing, S. (1997) frecuencias de 7; 14; 22 y 42 años, b) Liritzis y Tsapanos(1992) frecuencias de 3; 4.5; 6.5: 8: 9, 14-20 y 31–34 años y c) Madhava Rao and Kaila (1986) valores entre 3 y 12 años.

De acuerdo a las observaciones mostradas en USGS (<http://pubs.usgs.gov/gip/earthq1/measure.html>), la cantidad de sismos débiles es mayor que la correspondiente a sismos destructivos, a sismos mayores y a grandes sismos. Ritz (1984) y Serrano y col, (2003) han investigado la relación entre las actividades solar y sísmica. Mazzarella y Palumbo (1988) a partir de estudios de terremotos en Italia indicaron que la actividad solar y las anomalías magnéticas son propensas a desencadenar terremotos.

Han y col. (2004) estudiaron la relación entre la actividad solar y los grandes terremotos ($M_w \geq 8$) en China. Ellos observaron un aumento en la cantidad de sismos en los años de máxima actividad solar. Sobolev y col. (1998) y Zolotov y col. (2010) proponen la existencia de una interacción entre el viento solar, la radiación de partículas y los terremotos.

Tavares y Acevedo (2011) encontraron relaciones entre el incremento de eventos solares durante la última mitad del siglo XX y la intensificación de la ocurrencia de terremotos.

Simpson (1967) vinculó la máxima frecuencia en la aparición de terremotos con la moderada y alta actividad solar.

Las manchas solares son áreas oscuras sobre la superficie del mismo que contienen fuertes campos magnéticos. El tamaño de una mancha solar moderada es muchas veces mayor que el de la Tierra, las mismas pueden permanecer por semanas o meses antes de desaparecer. Debido a la rotación solar, las manchas muestran movimientos de izquierda a derecha.

La periodicidad media de 11 años fue observada por primera vez por Heinrich Schwabe (1789-1875) y la de 22 años lleva el nombre de George Ellery Hale (1868-1938) quién descubrió que las manchas solares se deben a la acción del campo magnético solar que limita la emisión de radiación del Sol. El número de manchas solares (R_z) es un observable vinculado con la intensidad de la componente toroidal del campo solar global.

Duhau y Martinez (2012) estudiaron las transiciones de la dínamo solar y su vinculación con los rápidos cambios climáticos. Presentaron variables solar-terrestres asociadas a fenómenos solares algunas de ellas aptas para producir actividad sísmica.

En el presente trabajo se estudiaron los valores de la magnitud sísmica superficial (M_s) y del número de manchas solares (R_z) utilizando:

- Periodogramas de R_z y M_s obtenidos mediante la transformada rápida de Fourier.
- Regresión lineal entre R_z y M_s considerando los valores máximos anuales.
- Distribuciones estadísticas aplicadas a los máximos del momento sísmico, M_s y de las manchas solares R_z .

DATOS Y METODOLOGÍA

Una magnitud sísmica es una medida relacionada con la cantidad de energía liberada en forma de ondas. Se puede considerar como el tamaño relativo de un temblor y se determina tomando el logaritmo (base 10) de la amplitud máxima de movimiento de alguna onda superficial a la que se le aplica una corrección por distancia al epicentro y profundidad local. Se define M_s a la magnitud adimensional de ondas superficiales por:

$$M_s = \log(A/T) + 1,66 \log(D) + 3,3$$

Donde:

D= distancia foco-estación

A= amplitud de movimiento de suelo

T=período de la onda lineal

Los datos sísmicos se obtuvieron a través del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (<http://ssn.dgf.unchile.cl>). Se consideraron los sismos con $M_s \geq 7$ para el período 1906-2011 (La Figura 1 muestra el gráfico de los datos correspondientes).

Terremotos observados en Chile han sido estudiados previamente por Silbergleit y Prezzi (2012) quienes estimaron los valores máximos esperables para la próxima década.

El número de manchas solares R_z es la magnitud que mide el número y tamaño de las manchas solares. Los valores promedios anuales de R_z se obtuvieron a través de Nacional Geophysical Data Center (<http://www.ngdc.noaa.gov/>), la Figura 2 muestra el gráfico de los datos correspondientes.

Trabajos vinculados a la actividad solar fueron previamente publicados por Silbergleit y Larocca, (2001, 2005).

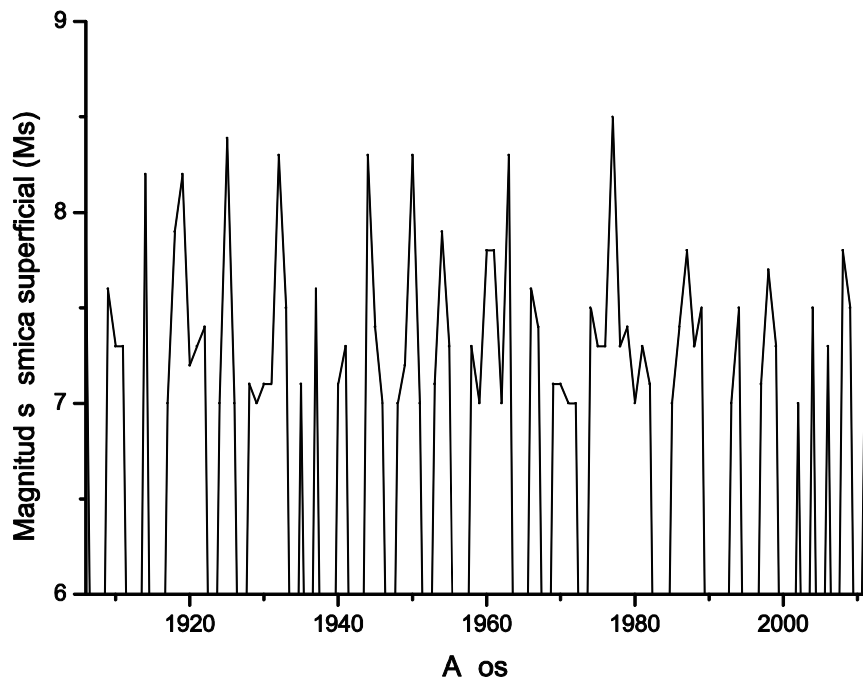


Figura 1. Ms para terremotos de Chile (valor medio anual) desde 1906 a 2011.
Figure 1. Ms for Chilean earthquakes (annual average) since 1906 to 2011.

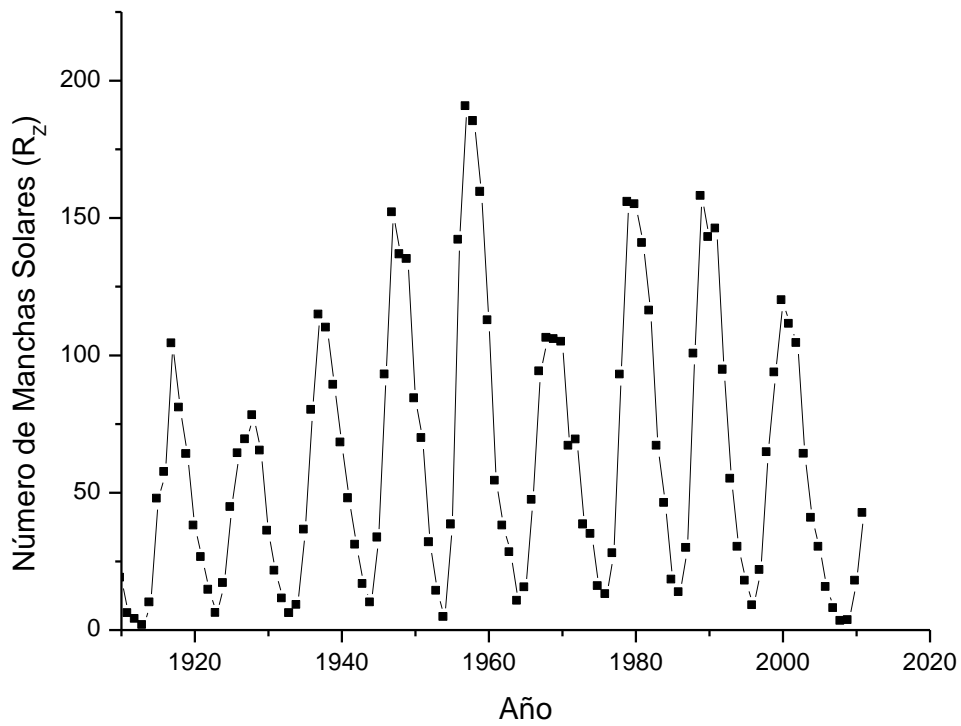


Figura 2. Número de manchas solares (promedio anual) desde 1906 a 2011.
Figure 2. Number of sunspots (annual average) since 1906 to 2011.

RESULTADOS DEL ANALISIS DE LAS SERIES

a) Estudio de periodogramas

Para estimar las periodicidades de M_s y R_z se realizaron los espectros de potencia. En la Figura 3 se muestra el espectro de potencia de las serie M_s en función del tiempo. Se observan picos de 2.4; 3.75; 4.4; 5.45; 8.5; 11-14 y 26,2 años. En Chile durante el período citado se detectaron el número de sismos mostrado en la Tabla 1.

M_s	Número de terremotos
Menores a 7	57
7,1 -7,5	54
7,6 -8	11
8,1 -8,5	8
8,6 -9	1

Tabla 1. Número de terremotos observados en Chile entre 1906 y 2011 según su magnitud sísmica superficial.

Table 1. Number of earthquakes observed in Chile between 1906 and 2011 according to their surface seismic magnitude.

Los picos de 11 y 26,2 años podrían asociarse con los que aparecen en la Figura 4 para R_z .

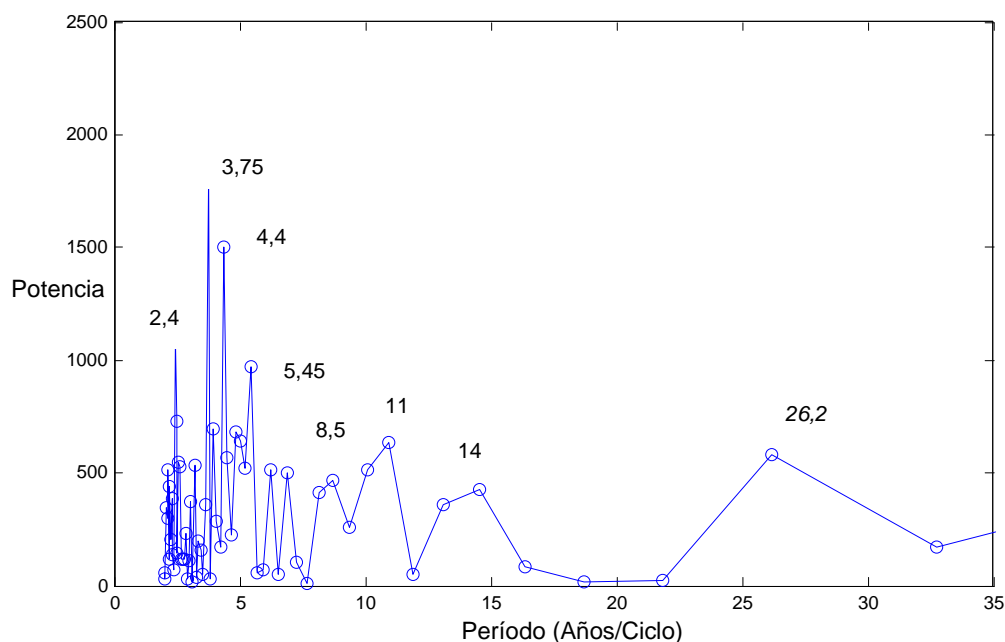


Figura 3. Periodograma correspondiente al M_s para el período 1906-2011 (el máximo corresponde a 3,75 años y luego pueden notarse picos de 4,4; 5,45; 8,5; 11; 14 y 26,2 años).

Figure 3. M_s periodogram for the period 1906-2011 (the maximum corresponds to 3.75 years and spikes of 4.4; 5.45; 8.5; 11; 14 and 26.2 years can be identified).

En la Figura 4 se muestra el espectro de potencia de las serie R_z en función del tiempo. Se observan dos picos de 10.5 años y de 22 años, que se corresponden con el ciclo de Schwabe y el de Hale respectivamente.

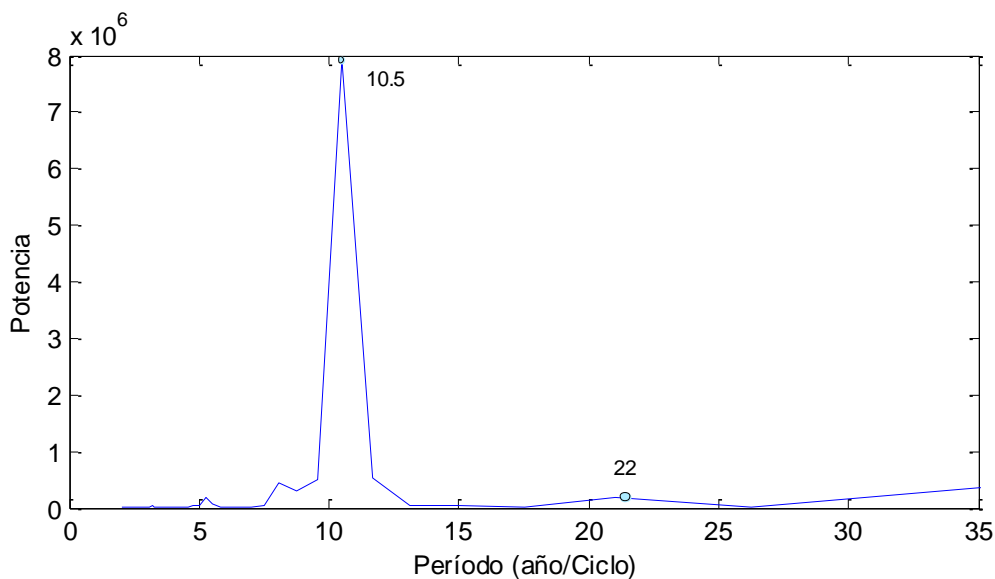


Figura 4. Periodograma correspondiente a R_z para el intervalo 1906-2011 (el máximo corresponde a 10,5 años).
Figure 4. R_z periodogram for the period 1906-2011 (the maximum corresponds to 10.5 years)

b) Regresión lineal entre M_s y R_z

Se analizó la correlación temporal entre los promedios anuales de M_s y R_z . El coeficiente de correlación entre ambas series temporales fue de $C= 0.6$. La Figura 5 muestra el ajuste y la ecuación de la recta de regresión.

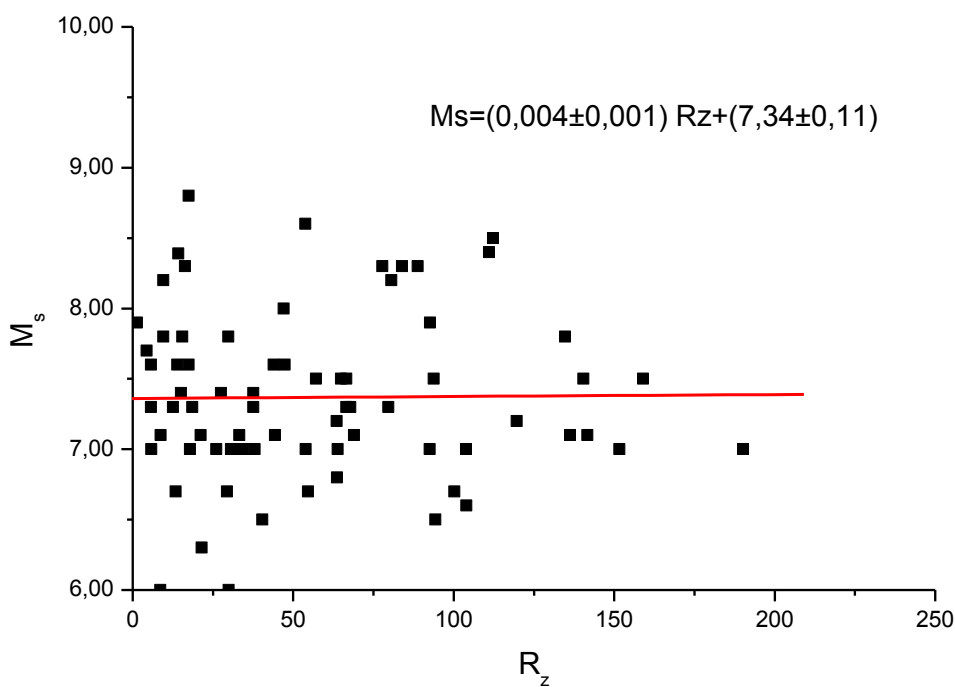


Figura 5. R_z vs M_s para el período 1906-2011.
Figure 5. R_z vs. M_s for the period 1906-2011.

c) Análisis de funciones de distribución

Cada fenómeno aleatorio genera su propia variable aleatoria que se distingue además por su naturaleza física, por la probabilidad asociada a cada valor posible caracterizada por su función de distribución o probabilidad acumulada. Muchas veces es conveniente calcular la derivada de la función de distribución llamada densidad de probabilidad pues ésta mide la forma en que se agrupan las observaciones de una eventual muestra para distintos valores de la variable.

Se analizaron distintas funciones de densidad de probabilidad para los valores máximos de R_z por ciclo solar y M_s .

La determinación, el análisis y la validación a partir de la prueba de Kolmogorov-Smirnov permite obtener una estimación de la curva representativa a partir de los resultados muestrales. En las Tablas 2 y 3 se muestran los ajustes de dichas funciones para R_{zMax} y su ordenamiento por el criterio de máxima verosimilitud y calidad de ajuste (Mermoz y García, 2006).

Modelo	L	P
Weibull	-115.97	0.9919
Normal	-116.33	0.9908
Gamma	-116.44	0.9865
Gumbel Max	-117.01	0.9878
LogNormal	-117.07	0.9779
Gamma Inv	-118.04	0.9650
Gumbel Min	-117.79	0.9665
Exponencial	-131.10	0.7907

Tabla 2 Modelos de distribuciones propuestos para R_{zMax} . (L es el logaritmo de la máxima verosimilitud y P es el parámetro de ajuste lineal).

Table 2. Distribution models proposed for R_{zMax} . (L is the logarithm of the maximum verosimilitude and P is the linear adjustment parameter).

	ω	β
Método de Momentos	3.092	122.97
Ajuste lineal	2.991	123.42
Máxima verosimilitud	3.219	123.02

Tabla 3. Coeficientes ω y β de la distribución de Weibull, obtenidos a partir de los distintos ajustes.

Table 3. ω and β coefficients of the Weibull distribution, calculated for the different adjustments.

En la Tabla 2 se observa que las distribuciones que mejor ajustan R_{zMax} son las de Weibull y la Normal (con $P = 0.99$). En la Tabla 4 se muestra que las mismas funciones de distribución son las que también mejor ajustan M_{sMax} (con $P=0.96$). Se consideraron los valores de los parámetros obtenidos por el método de ajuste lineal que son mostrados en las Tablas 3 y 5, respectivamente.

Modelo	L	P
Normal	-98.955	0.9621
Weibull	-100.07	0.9581
Gamma	-102.44	0.9419
Gumbel Min	-104.14	0.9166
LogNormal	-104.83	0.9276
Gamma Inv	-107.87	0.9105
GumbelMax	-118.17	0.7844
Exponencial	-239.41	0.4683

Tabla 4 Modelos de distribuciones propuestos para M_{sMax} . L es el logaritmo de la máxima verosimilitud y P es el parámetro de ajuste lineal.

Table 4. Distribution models proposed for M_{sMax} . L is the logarithm of the maximum verisimilitude and P is the linear adjustment parameter.

	ω	β
Método de Momentos	10.313	74.210
Ajuste lineal	93.982	74.524
Máxima verosimilitud	93.051	74.181

Tabla 5. Coeficientes ω , β de la distribución de Weibull, para M_{sMax} por los métodos especificados.

Table 5. ω and β coefficients of the Weibull distribution, calculated for M_{sMax} using the specified methods.

Los datos fueron procesados con el programa MOVAC (Mermoz y García, 2006). Los resultados se muestran en las Figuras 6 y 7.

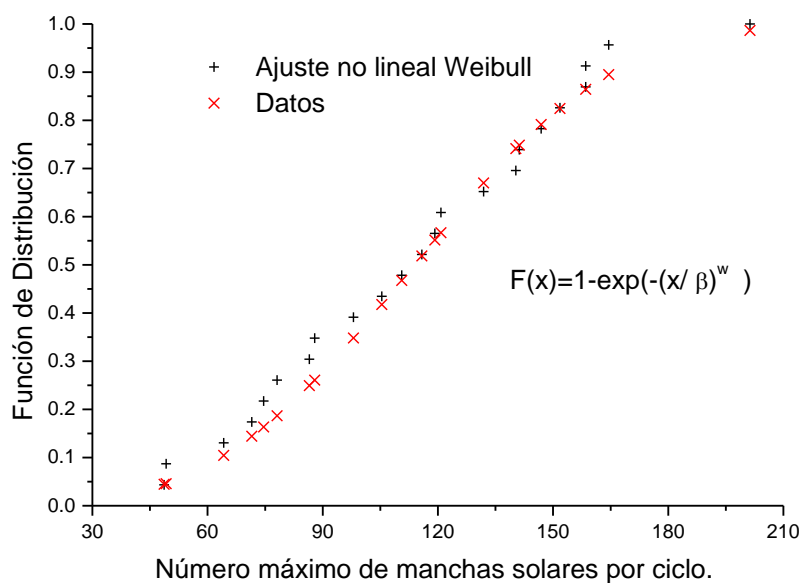


Figura 6. Función de distribución para el número máximo de R_{zMax} desde el ciclo solar 1 al 23.

Figure 6. Distribution function for the maximum number of R_{zMax} since solar cycle 1 to 23.

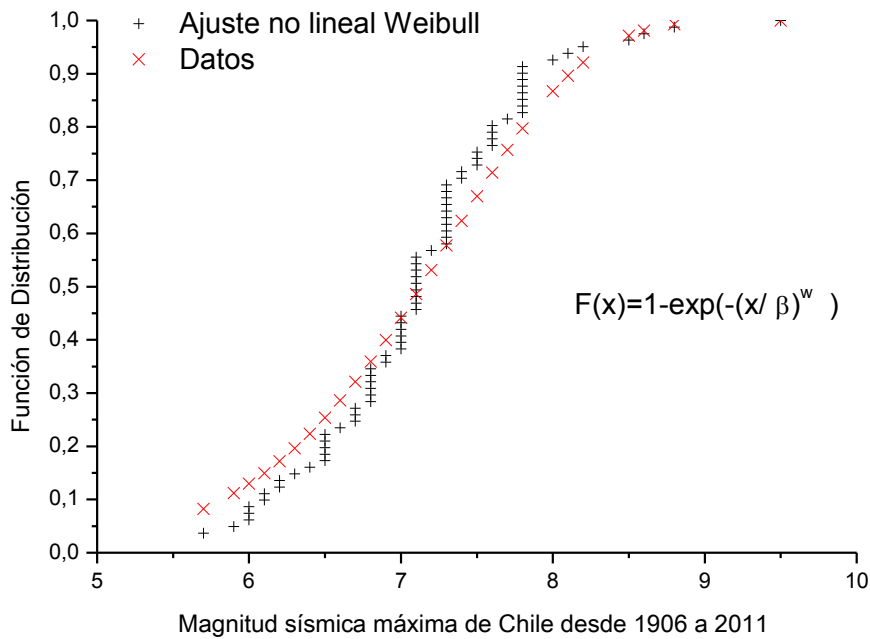


Figura 7. Función de distribución para M_{sMax} .
Figure 7. Distribution function for M_{sMax} .

En las Figuras 8 y 9 se muestran los histogramas para el número R_{zMax} y M_{sMax} . Se representaron las funciones de densidad de probabilidad obteniéndose que el 66% de los R_{zMax} y el 72% de los M_{sMax} se encuentran en los intervalos $70 \leq R_{zMax} \leq 150$ manchas y $7.5 \leq M_{sMax} \leq 8.5$ respectivamente.

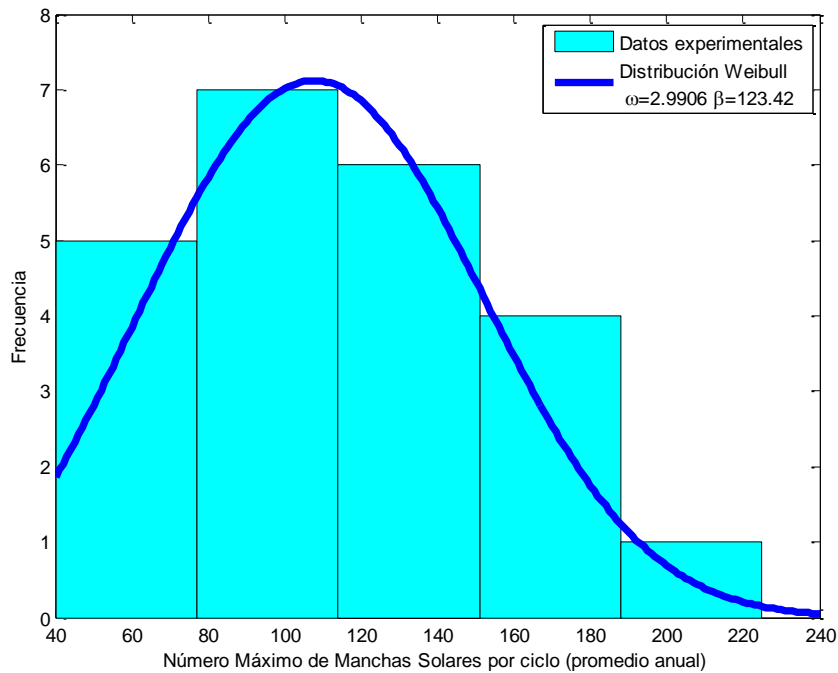


Figura 8. Histograma correspondiente a R_{zMax} y la función de densidad de Weibull.
Figure 8. Histogram corresponding to R_{zMax} and Weibull density function.

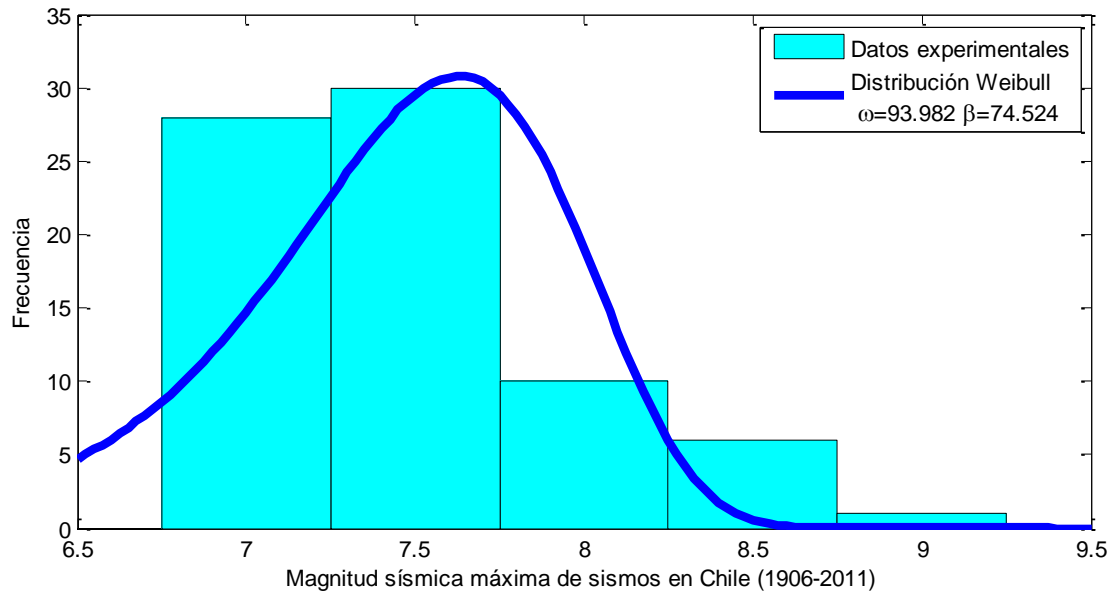


Figura 9. Histograma correspondiente a M_{sMax} y la función de densidad de Weibull.
Figure 9. Histogram corresponding to a M_{sMax} and Weibull density function.

CONCLUSIONES

A partir del presente estudio se concluye que:

1- utilizando el método de Transformada Rápida de Fourier para el análisis de las periodicidades en M_s y R_z durante los últimos cien años se encontraron periodicidades similares a las obtenidas en trabajos previos. Estos corresponden a distintos países, sin embargo los resultados son consistentes, y podrían explicarse considerando que el número de sismos débiles es mayor que el correspondiente a sismos destructivos, sismos mayores y grandes sismos, en consecuencia las frecuencias que aparecen en la Figura 3 estarían vinculadas a los diferentes períodos de ocurrencia sísmica. Para el caso de R_z aparece claramente el período conocido como ciclo de Schwave (en 10.5 años ver Figura 4) y el de Hale. Periodicidades similares se observaron en M_s (con valores de 11 y 26.4 años, (ver Figura 3).

2- el coeficiente de correlación entre el R_z y M_s ($C=0.6$) muestra una intensidad de la relación lineal entre ellos que podría ser denominada "moderada" ya que es un 40% menor que una correlación fuerte y un 60% mayor que una débil. Este resultado podría deberse al azar por lo cual no significa que obligadamente exista una relación lineal causa-efecto entre las dos variables.

3- a partir del análisis de funciones de probabilidad para R_{zMax} y M_{sMax} , y utilizando para ambas series la distribución de Weibull se obtuvieron buenos ajustes en los dos casos, por lo tanto podemos asegurar que esta distribución es apropiada para utilizarse con los datos estudiados. Este hecho también se manifiesta en las funciones de densidad de probabilidad graficadas sobre los histogramas para R_{zMax} y M_{sMax} .

Los resultados antes mencionados muestran las semejanzas y diferencias obtenidas para las series estudiadas. Futuros estudios de modelado físico y estadístico contribuirán a completar el análisis aquí presentado.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado con recursos económicos correspondientes a los proyectos: PIP N° 11420090100258 (CONICET) y PIP N° 20020090100131 (UBACYT), Argentina. Las autoras agradecen las importantes correcciones y sugerencias realizadas por los revisores.

REFERENCIAS

Comte, D., y M. Pardo, 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and Southern Peru seismic gap: *Natural Hazards* 4: 23-44.

- Duhau, S. y E. A. Martinez, 2012. Solar dynamo transitions as driver of sudden climate changes. In Global Warming-Impacts y Future Perspective. Ed. Bharat Raj Singh, ISBN 978-953-51-0755-2, In Tech. doi: 105772/51814.
- Du Xinxing, S., 1997. Wavelets data based analysis of dynamic seismicity period: Earthquake, 17,3: 259-264.
- Han, Y.B., Guo, Z.J., Wu, J. y L.H. Ma , 2004. Possible triggering of solar activity to big earthquakes ($M_s \geq 8$) in faults with near west-east strike in China: Science in China Series GPhysics, Mechanics y Astronomy, 47: 173-181.
- Liritzis I. y T. M. Tsapanos , 1992. Probable evidence for periodicities in global seismic energy release: Earth, Moon y Planets, 60 (2): 93-108.
- Madhava Rao, N. y K. L. Kaila , 1986. Model of earthquake energy periodicity in the Alpide-Himalayan seismotectonic belt: Tectonophysics, 124 (3-4): 261-270.
- Mazzarella, A. y A. Palumbo , 1988. Solar geomagnetic and seismic activity: Nuovo Cimento C, Serie 1: 353-364.
- Mermoz O. y R. García, 2006. Distribuciones univariantes de probabilidad: modelos y su identificación. Edit. Nueva Librería. Buenos Aires, Argentina. 1ra. Ed. 218p.
- Pardo M., Informe de la Actividad Sísmica del 09 de Abril de 2001. Servicio Sismológico. Departamento de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.(<http://ssn.dgf.unchile.cl>).
- Ritz, M. 1984. Short communication: A high conductivity anomaly on the West African craton (MALI). Journal of Geophysics, 55: 182-184.
- Serrano I., Zhao, D., Morales, J. y F. Torcal , 2003. Seismic tomography from local crustal earthquakes beneath eastern Rif Mountains of Morocco: Tectonic Physics, 367: 187-201.
- Silbergleit V. y P. Larocca, 2001. Estimate of the upper limit of amplitude of solar cycle no.23, Atmósfera. 3.
- Silbergleit, V.M. y P. A. Larocca, 2005. Geomagnetic activity y solar cycles. Advances in Space Research vol. 36 issue 12 2005. 2384-2387.
- Silbergleit V. M. y C. Prezzi., 2012. Statistics of major Chilean earthquakes recurrente. Natural Hazards, 62, 2 , 445-458. DOI: 10.1007/s11069-012-0086-8.
- Simpson J. F., 1967. Solar Activity as a triggering mechanism for earthquakes. Earth y Planetary Science Letters, 3:417-425.
- Sobolev, G.A., Shestopalov, I. P. y E.P Kharin, 1998. Geoeffective solar flashes and seismic activity of the Earth: Fizika Zemli (in Russian), 7: 85-90.
- Tavares, M. y A. Azevedo , 2011. Influences of Solar Cycles on earthquakes: Natural Science, 3 6: 436-443.
- Zolotov O.V., Namgaladze, A. A., Zkharenkova, I. E., Shagimuratov, I. I. y O.V. Martynenko, 2010. Modeling of ionospheric earthquake precursors generated by various electric field sources: Natural Hazards Earth System Sciences, 10: 7-18. obtained from different M_s settings.

Recibido: 15-10-2013
 Aceptado: 06-08-2014

CARACTERIZACIÓN BIOSEDIMENTOLÓGICA Y MINERALÓGICA DE DOS SECTORES INTERMAREALES DEL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA

BIOSEDIMENTOLOGICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERIZATION OF TWO INTERTIDAL AREAS OF BAHIA BLANCA ESTUARY

Sabrina Angeletti⁽¹⁾⁽³⁾, Leticia Lescano⁽²⁾⁽⁴⁾, Patricia Cervellini⁽¹⁾

⁽¹⁾ UNS, Departamento de Biología, Bioquímica y Farmacia, San Juan 670, 8000, Bahía Blanca, Argentina
(pcervell@uns.edu.ar)

⁽²⁾ UNS, Departamento de Geología, San Juan 670, 8000, Bahía Blanca, Argentina (leticia.lescano@uns.edu.ar)

⁽³⁾ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET),
Argentina (angelettisabrina@conicet.gov.ar) (Autor corresponsal)

⁽⁴⁾ Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC), Argentina.

RESUMEN

En el presente trabajo se analizó la biosedimentación y la mineralogía de los sedimentos intermareales de dos sitios del estuario de Bahía Blanca, y su relación con las especies vegetales y la dinámica poblacional de *Neohelice granulata*. Se trazaron dos transectas perpendiculares al submareal; la transecta A en Puerto Cuatrerros y la B en Villa del Mar. Los muestreos se realizaron de marzo a junio de 2013. En cada transecta se seleccionaron dos estaciones, en las cuales se recolectaron sedimentos superficiales (control) y sedimentos removidos por cangrejos que fueron examinados teniendo en cuenta un enfoque ambiental, textural y mineralógico. Se estimó la densidad de cuevas, la cobertura vegetal y paralelamente se registraron datos ambientales. Para la caracterización granulométrica y mineralógica de arcillas se efectuaron estudios con el método de grano suelto bajo lupa y de difracción por rayos X, empleando métodos estandarizados de laboratorio. Los resultados de los difractogramas revelaron que en ambos sitios de estudio los sedimentos intermareales estuvieron representados por los minerales cuarzo, feldespato y halita, y en menor proporción se encontraron las arcillas, como illita y montmorillonita. La fracción arcillosa prevaleció en el sedimento del intermareal de Puerto Cuatrerros (50-45%) por sobre las muestras de Villa del Mar, donde predominó el cuarzo (42- 35%). En cuanto a la granulometría, Puerto Cuatrerros se caracterizó por la presencia dominante de la fracción de tamaño fino; limos arenosos y arcillosos (<0,05mm) y Villa del Mar por el tamaño mediano; arenas medianas y finas (0,05-1mm). Los sedimentos removidos por la actividad biológica en ambos sitios de estudio tuvieron una composición mineralógica similar a los sedimentos control, pero enriquecidos con material arcilloso y abundante material orgánico vegetal, debido principalmente al trabajo bioturbador de los cangrejos. La densidad media de cuevas de *Neohelice granulata* en Puerto Cuatrerros fue mayor que en Villa del Mar. Esta característica sumada a la presencia en mayor proporción de minerales con mayor dureza (cuarzo y el feldespato) en lugares no removidos por los cangrejos; nos permite señalar que ésta especie bioturbadora selecciona sectores para movilizarse y construir sus cuevas en sustratos con menor dureza; pudiendo remover y escavar con facilidad el sustrato. Esta conjunción de características se vio reflejada en la zona de Puerto Cuatrerros. La distribución genérica de los materiales sedimentarios es una consecuencia directa de la dinámica del ambiente. En el estuario de Bahía Blanca las especies vegetales actúan en la disipación de la energía del agua que ingresa y las especies bioturbadoras, como *Neohelice granulata*, contribuyen en a la acumulación de partículas finas en el intermareal.

Palabras Claves: biosedimentación, bioturbación, mineralogía, *Neohelice granulata*, estuario de Bahía Blanca.

ABSTRACT

In this paper the biosedimentation and mineralogy of intertidal sediments of two sites of the Bahía Blanca estuary, and its relation to plant species and population dynamics of *Neohelice granulata* was analyzed. Two transects perpendicular to the subtidal were placed; A transect in Puerto Cuatrerros and B in Villa del Mar.

Sampling was conducted from March to June 2013. Two stations at each transect were selected, where surface sediments (control) and sediments removed by crabs were analyzed through environmental, textural and mineralogical studies. Density of burrows, vegetation cover and environmental data were also recorded. For the granulometric and mineralogical studies, loose grain method under the microscope and X-ray diffraction were done using standardized laboratory methods. The XRD results revealed that in both study sites, intertidal sediments were represented by minerals like quartz, feldspar and halite, and in lesser proportions were found clays such as illite and montmorillonite. The clay fraction prevailed in intertidal sediments of Puerto Cuatrerros (50-45%) over samples of Villa del Mar, where quartz was predominant (42-35%). In the grain size analysis, Puerto Cuatrerros was characterized by the dominant presence of the fine size fraction; sandy silts and clayey silts (<0.05 mm) and Villa del Mar for the medium size; medium sands and fine sands (0.05-1mm). Sediments removed by biological activity in both study sites were similar in mineralogical composition than control sediments, but they were enriched with clay material and abundant organic vegetal material, mainly due to bioturbation work of crabs. The mean density of burrows of *Neohelice granulata* in Puerto Cuatrerros was higher than Villa del Mar. The hardest minerals (such as quartz and feldspar) were in greater proportion in places not removed by crabs; so we can predict that they select sectors to mobilize and build burrows in substrates with lower hardness, which they can easily dig. These combinations of features were reflected in Puerto Cuatrerros. The generic distribution of sedimentary materials is a direct consequence of the dynamics of the environment. In Bahía Blanca estuary, vegetation dissipates the energy of the water entering and bioturbator species, like *Neohelice granulata*, contribute to increase fine particles in the intertidal.

Key Words: biosedimentation, bioturbation, mineralogy, *Neohelice granulata*, Bahía Blanca estuary.

INTRODUCCIÓN

La geomorfología y el transporte de sedimentos en ambientes estuarinos son el resultado de la interacción de procesos físicos (tales como la acción del viento, la energía de las olas y las mareas, entre otros) con procesos biológicos. La actividad biológica tiene importantes efectos en la estructura de sedimentos terrestres, marinos e intermareales. La misma puede estabilizar como desestabilizar estos ambientes. Los organismos bentónicos tienen relación directa con el sustrato y pueden promover la desestabilización de sedimentos cohesivos, que directamente afectan la porosidad y la permeabilidad de los mismos (Nowell *et al.*, 1981; Widdows *et al.*, 1998; 2000; Murray *et al.*, 2002; Meysman *et al.*, 2006).

La principal especie bioturbadora de las áreas intermareales de los estuarios del Atlántico Sudoccidental, es el cangrejo cavador *Neohelice granulata* (Dana, 1851) (= *Chasmagnathus granulata*). Se distribuye desde el norte de la Patagonia Argentina (Golfo San Matías), Uruguay hasta Río de Janeiro, Brasil (Gregati y Negreiros-Franzo, 2007). El cangrejo construye cuevas muy elaboradas y estables en el intermareal de hasta 10 cm de diámetro y 1 m de profundidad, que pueden llegar hasta la napa freática (Iribarne *et al.*, 1997; Bortolus e Iribarne, 1999). La construcción de cuevas afecta significativamente la estructura del sedimento, ya que la matriz del mismo, de naturaleza cohesiva, es quebrantada durante este proceso (Jumars y Nowell, 1984, Escapa *et al.*, 2008). Las especies cavadoras activas, pueden incrementar los índices de erosión y de movilidad del sedimento, particularmente cuando son altas las densidades de individuos (Posey, 1987; Talley *et al.*, 2001; Escapa *et al.*, 2008). Estos organismos, mediante su actividad, envían sedimento hacia el exterior de la cueva, encontrándose disponible para ser transportado por las corrientes de deriva y el oleaje (Murray *et al.*, 2002). Las cuevas con la característica forma de embudo, se mantienen abiertas durante la marea alta y son eficientes trampas de materia orgánica y sedimento, lo que aumenta la depositación de sedimentos finos en los cangrejales (Nowell *et al.*, 1981; Suchanek, 1983; Botto e Iribarne, 2000; Botto *et al.*, 2006).

La zona de estudio se encuentra ubicada en el estuario de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, Argentina. El cortejo mineralógico que compone el estuario fue denominado por primera vez por Etchichury y Remiro (1960; 1963) como "asociación pampeano-patagónica" y es la que compone todos los sedimentos a lo largo del litoral argentino y la plataforma continental adyacente (Gelós y Chaar, 1988). La distribución relativa de las diferentes especies de cada fracción determina características que permiten definir rasgos asociados a la procedencia, ciclo de sedimentación, agente de transporte y edad, como así también establecer la historia evolutiva del ambiente estudiado (Gelós y Spagnuolo 1989).

En el estuario de Bahía Blanca se realizaron trabajos mineralógicos, geomorfológicos, evolutivos y genéticos en sedimentos de fondo del Canal Principal de acceso a los puertos y del conjunto de islas e islotes que conforman este complejo ambiente interconectado; entre los que se pueden citar a Losada y Chaar (1968), Gelós y Spagnuolo (1982, 1986, 1989), Gómez (1983, 1988), Caló *et al.*, (1985) Espósito (1986a), Aliotta y Perillo (1987), Gelós *et al.*, (1987), Espósito y Marcos (1988). Perillo (1989), Cuadrado (1993), Ginsberg (1993), Marcos (1999). La actividad del cangrejo en las zonas intermareales de este estuario ha sido estudiada por Menone *et al.*, 2004; Botto *et al.*, 2005; Minkoff *et al.*, 2006; Escapa *et al.*, 2007, 2008; Alberti *et al.*, 2008; y en otros ambientes costeros tales como Laguna Mar Chiquita (Botto e Iribarne, 2000; Botto *et al.*, 2006; Gutiérrez *et al.*, 2006; Fanjul *et al.*, 2007; 2008), Bahía de San Borombón (Fanjul *et al.*, 2011) y Bahía de San Antonio (Casariego *et al.*, 2011). Sin

embargo, hasta el momento no se han analizado los sedimentos internareales teniendo en cuenta un enfoque ambiental, textural y mineralógico.

El objetivo principal de este trabajo es estudiar la biosedimentación y la mineralogía de los sedimentos internareales de dos sitios del estuario de Bahía Blanca, y su relación con las especies vegetales presentes y la dinámica poblacional de la especie predominante del macrobentos; *Neohelice granulata*.

ÁREA DE ESTUDIO

El estuario de Bahía Blanca se encuentra ubicado al Sudoeste de la provincia de Buenos Aires, cuenta con una superficie de 3.000 km² y abarca los partidos de Bahía Blanca, Coronel Rosales y Villarino. Está dominado por planicies de marea fangosas, que quedan al descubierto durante las bajamareas y por islas e islotes menores, interconectados por canales de marea. Presenta régimen mesomareal y semidiurno, con una amplitud de marea media de 2,5 m en la boca, a 4 m en la cabecera. Las corrientes de marea son reversibles con velocidades máximas medidas en superficie de 1,3 ms⁻¹ y verticales de 1,2 y 1,05 ms⁻¹ para condiciones de flujo y refluo, respectivamente. La mayor fuente de energía es debida a la presencia de una onda de marea cuasi-estacionaria; que origina que las estoas se produzcan cerca de las pleamares y las bajamareas, mientras que las máximas corrientes corresponden a la condición de media marea, tanto en creciente como en bajante. El Canal Principal tiene una longitud total de 68 km y un ancho de 200 m en la cabecera, a 4 km en la desembocadura. El aporte de agua dulce lo proporciona el río Sauce Chico y el arroyo Napostá Grande. Las planicies de marea presentan escasa pendiente y bordeando a estas se encuentran las marismas; ambas geoformas cubren el 51% del estuario. Su constitución fangosa (limo-arcillosa) y su escasa vegetación son características que evidencian los constantes cambios morfológicos que sufren. Como rasgo geomorfológico principal se reconocen dunas de arenas submarinas en los fondos del Canal Principal y canales de marea secundarios; propios de estuarios macromareales. Estas geoformas se encuentran frente a Villa del Mar. (Gelós *et al.*, 2004; Gómez *et al.*, 1996; 2010; Melo, 2004).

Neohelice granulata conforma extensas poblaciones en la zona interna, media y externa del estuario (Cervellini, 2001) distribuyéndose en ambos márgenes del Canal Principal y canales secundarios, abarcando tanto marismas como planicies de mareas (Minkoff *et al.*, 2006; Pierini, 2007; Perillo *et al.*, 2009).

Para este estudio se seleccionaron dos sitios de muestreo; Puerto Cuatros (38°44'50"S; 62°23'5"O) localizado en el sector interno del estuario, donde es más significativo el efecto antrópico sobre el sector y Villa del Mar (38°51'25"S; 62°06'59"O), en la zona media, sujeta a condiciones físicas similares al mar abierto (Fig.1).



Figura 1. Estuario de Bahía Blanca. Fotografía aérea indicando las dos áreas de estudio.

Figure 1. Bahía Blanca estuary. Aerial photograph showing the two study areas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se establecieron dos transectas perpendiculares al submareal; la transecta A en Puerto Cuatros y la B en Villa del Mar; los muestreos se realizaron de marzo a junio de 2013. En cada transecta se seleccionaron dos estaciones, de las cuales se recolectaron sedimentos superficiales y se arrojaron al azar cuadrantes de 0.25m² (10 réplicas), para estimar la densidad de cuevas de *Neohelice granulata* y la cobertura vegetal (%). Se identificaron cuevas activas (por presencia de cangrejos, impresiones de pinzas o sedimentos recientemente removidos de tono más claro y de diferente textura) y de ellas se recolectaron sedimentos removidos por los cangrejos (Fig.2). Se registraron datos fisicoquímicos y ambientales. El sedimento fue secado en estufa a 60°C hasta peso constante y molido en mortero de ágata hasta el tamaño requerido para cada experiencia. Se utilizaron tamices para la determinación del tamaño de grano. El análisis por rayos X (DRX) se realizó con difractor Rigaku D-Max III - C con radiación de Cu K α y monocromador de grafito, con 35 Kv y 15 mA. Para determinar la composición mineralógica y el carácter textural de los sedimentos se trabajó con el método de grano suelto bajo lupa utilizando un estereomicroscopio Olympus trinocular B2-UMA, con cámara de video Sony 151A incorporada, monitor de alta resolución, procesador de imágenes Image Pro Plus versión 3.1 y programas computarizados para el tratamiento de imágenes.



Figura 2. Cueva de *Neohelice granulata* entre matas de *Sarcocornia perennis* en el intermareal de Villa del Mar (Bn₁R).
Figure 2. Burrow of *Neohelice granulata* between bushes of *Sarcocornia perennis* in the intertidal of Villa del Mar (Bn₁R).

RESULTADOS

Sobre el intermareal de ambos sitios de estudio se observó una clara zonificación sujeta a diferentes condiciones hidrodinámicas y biosedimentológicas. En la transecta A el nivel alto (An₁) estuvo dominado por una marisma pura de *Sarcocornia perennis* y el nivel bajo (An₂), no presentó vegetación. En la transecta B el nivel alto (Bn₁) estuvo dominado por una marisma mixta de *Spartina densiflora* y *Sarcocornia perennis* y el nivel bajo (Bn₂) por una marisma pura de *Spartina alterniflora* (Fig.3).

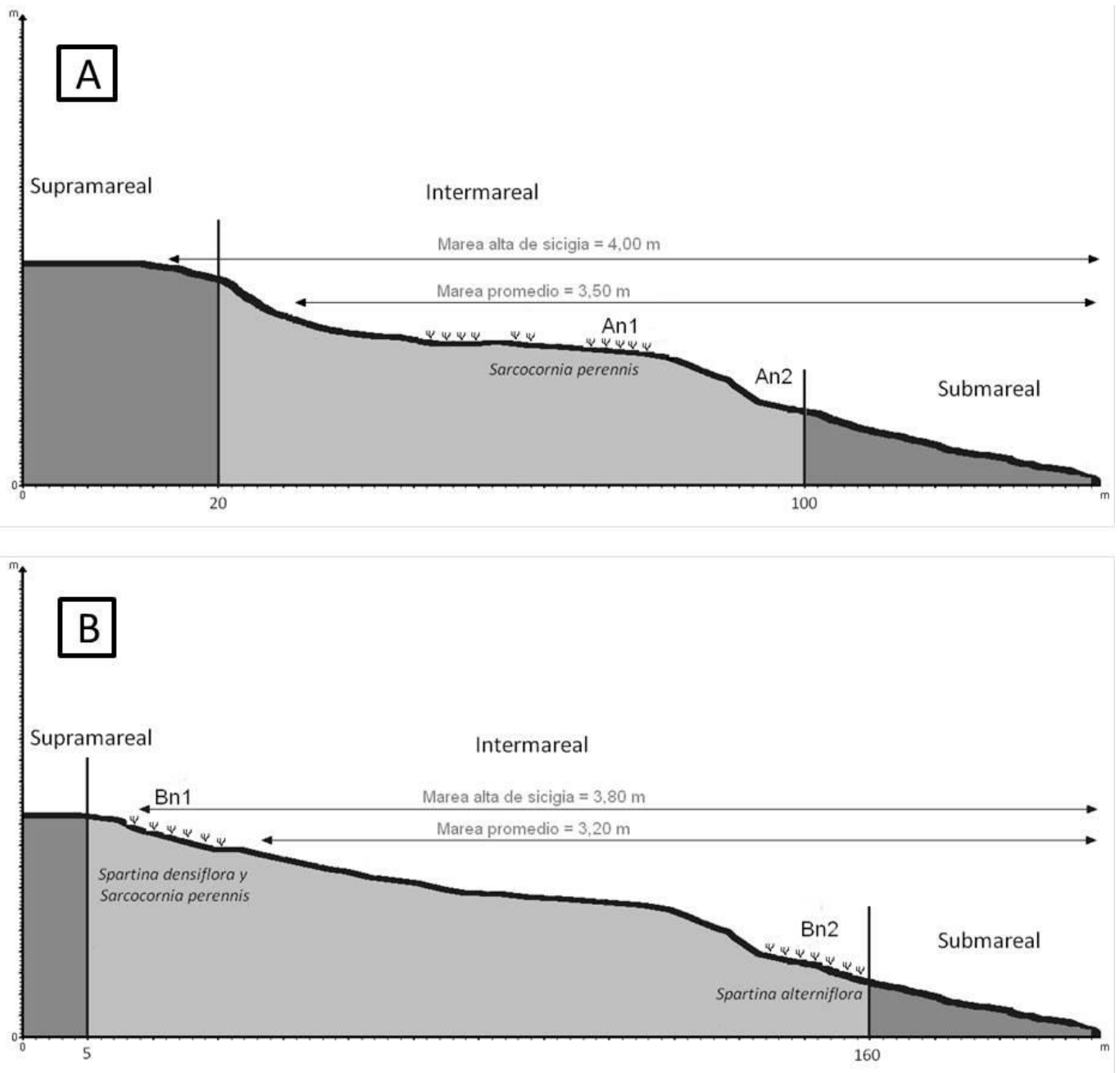


Figura 3. Zonificación de los sitios de muestreo. **A.** Puerto Cuatros. **B.** Villa del Mar.
Figure 3. Zoning of sampling locations. **A.** Puerto Cuatros. **B.** Villa del Mar.

Variables bióticas y ambientales

En la transecta A, la densidad de cuevas de *Neohelice granulata* fue mayor en n_2 (120,4 cuevas. m^{-2}), donde no se registraron especies vegetales (100% suelo desnudo). En la transecta B también se observó una mayor densidad en n_2 (20,8 cuevas. m^{-2}), en este caso el nivel presentó vegetación (Fig.4).

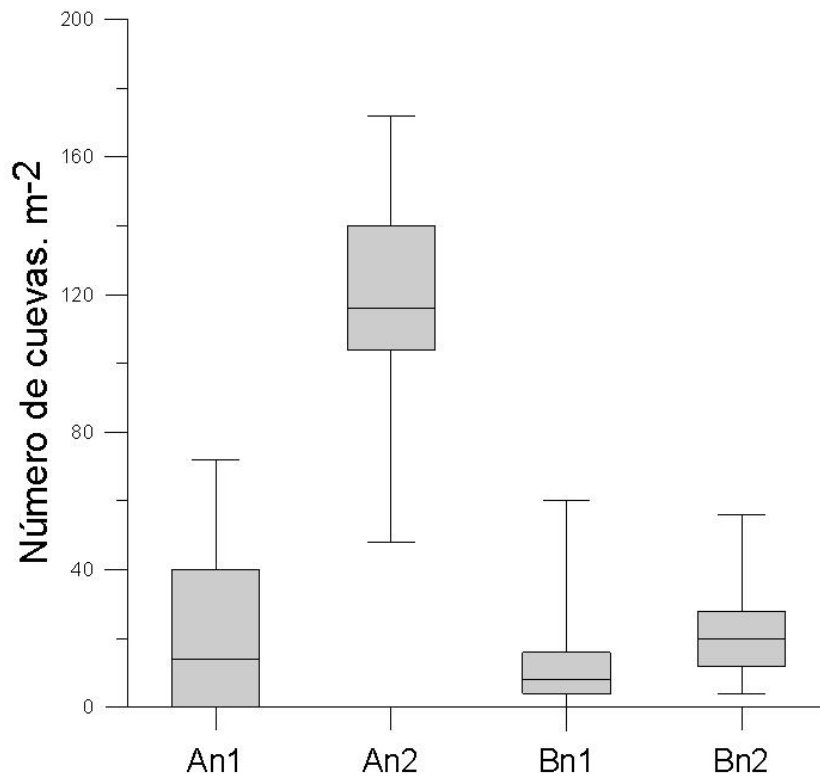


Figura 4. Densidad de cuevas de *Neohelice granulata* en los sitios de muestreo.
Figure 4. Density of *Neohelice granulata*'s burrows in the sampling sites.

Teniendo en cuenta el porcentaje de cobertura vegetal, en ambos sitios de muestreo predominó el suelo desnudo, característico de las geoformas presentes en el estuario. Sin embargo en An₁, se registró un 23,35% de *Spartina densiflora* y un 76,65% de suelo desnudo. En Bn₁ se reconoció 23,25% de *Spartina densiflora*, 22,5% de *Sarcocornia perennis* y 54,25% de suelo desnudo, mientras que en Bn₂ se obtuvo un 14% de *Spartina alterniflora* y un 86% de suelo desnudo.

Durante el periodo de estudio la salinidad media del agua fue de 31.6 y la temperatura del agua de 19.4°C. El oxígeno disuelto se mantuvo en niveles de sobresaturación y el pH fue cercano a la neutralidad. La humedad relativa del 72%, predominaron los vientos con dirección del Nornoroeste y con 22,7 Km de velocidad promedio. No se registraron lluvias en los días anteriores y posteriores a los muestreos.

Difractometría de rayos X

Por difracción de rayos X, se compararon las estructuras minerales de las dos áreas de muestreo. A su vez se contrastó el material en los niveles altos y bajos, sin actividad de los cangrejos y removidos por los mismos. En ambos sitios de muestreo la mineralogía se mantuvo constante siendo los minerales más abundantes cuarzo, feldespato y halita (como sal) y en menor proporción se encontraron las arcillas, como illita y montmorillonita.

Comparando los dos niveles altos, ambos sin actividad biológica (An₁C y Bn₁C) se puede destacar que; el feldespato presenta una mayor cristalinidad en Bn₁C que en An₁C, con sus picos bien definidos y mayor intensidad. Se reconoce el pico doble característico de este mineral en 3.20 y 3.19 Å, comparable con la ficha ICDD 19-1184 (ICDD 1993). Las reflexiones de cuarzo también presentan una mayor intensidad en Bn₁C que en An₁C, con sus máximos valores en 3.34, 4.25 y 1.82 Å (ficha ICDD 33-1161, ICDD 1993). En cuanto al contenido de arcillas, An₁C presenta un mayor desarrollo de estos minerales observándose reflexiones en 4.47 y 2.52 Å, que no se reconocieron en Bn₁C (Fig.5).

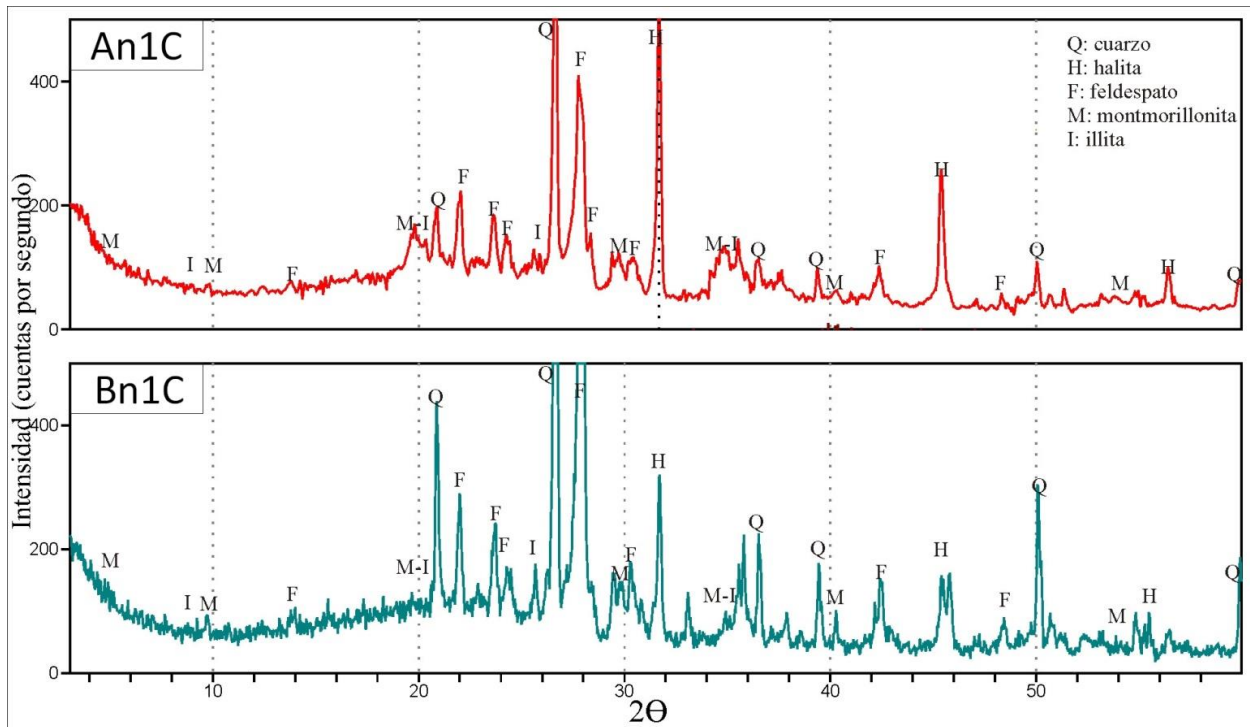


Figura 5. DRX con las intensidades relativas correspondientes a las estructuras minerales (Comparación An₁C vs. Bn₁C).
Figure 5. XRD with relative intensities of mineral structures. (Comparison An₁C vs. Bn₁C).

En las muestras de los niveles altos removidos por la actividad biológica del cangrejo (An₁R y Bn₁R), la fracción del feldespato en Bn₁R es más abundante y sobrepasa la intensidad de los picos del cuarzo cristalino. En An₁R las intensidades se invirtieron, siendo las de cuarzo mayores que las del feldespato. A su vez An₁R, presenta mayor proporción de sal y arcillas que Bn₁R (Fig.6).

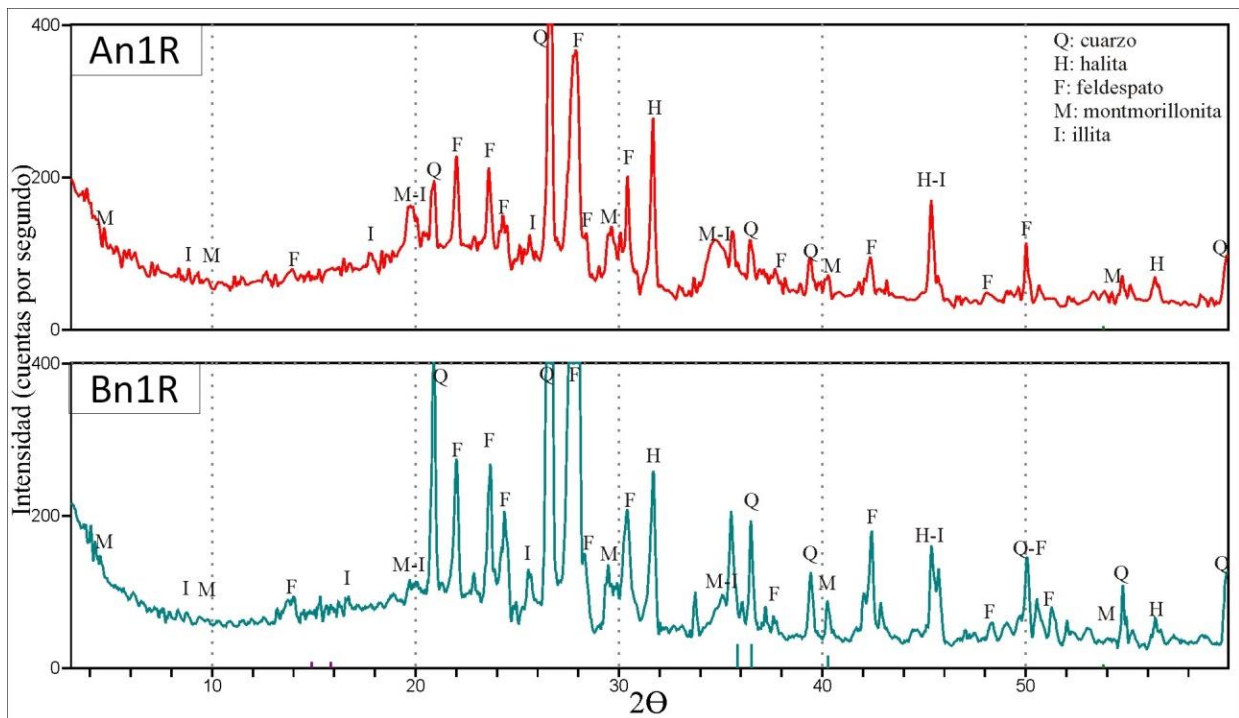


Figura 6. DRX con las intensidades relativas correspondientes a las estructuras minerales (Comparación An₁R vs. Bn₁R).
Figure 6. XRD with relative intensities of mineral structures. (Comparison An₁R vs. Bn₁R).

En cuanto a la estructura de los minerales en los niveles bajos sin remoción biológica (An₂C y Bn₂C), el feldespato presenta reflexiones más intensas en Bn₂C, representando una mayor maduración mineral, que en An₂C. En Bn₂C se observan reflexiones de cuarzo con picos más intensos y definidos, relacionado con una mayor cristalinidad y proporción, que en An₂C. Nuevamente en ésta última, la fracción arcillosa prevalece respecto de las muestras de Bn₂C (Fig.7).

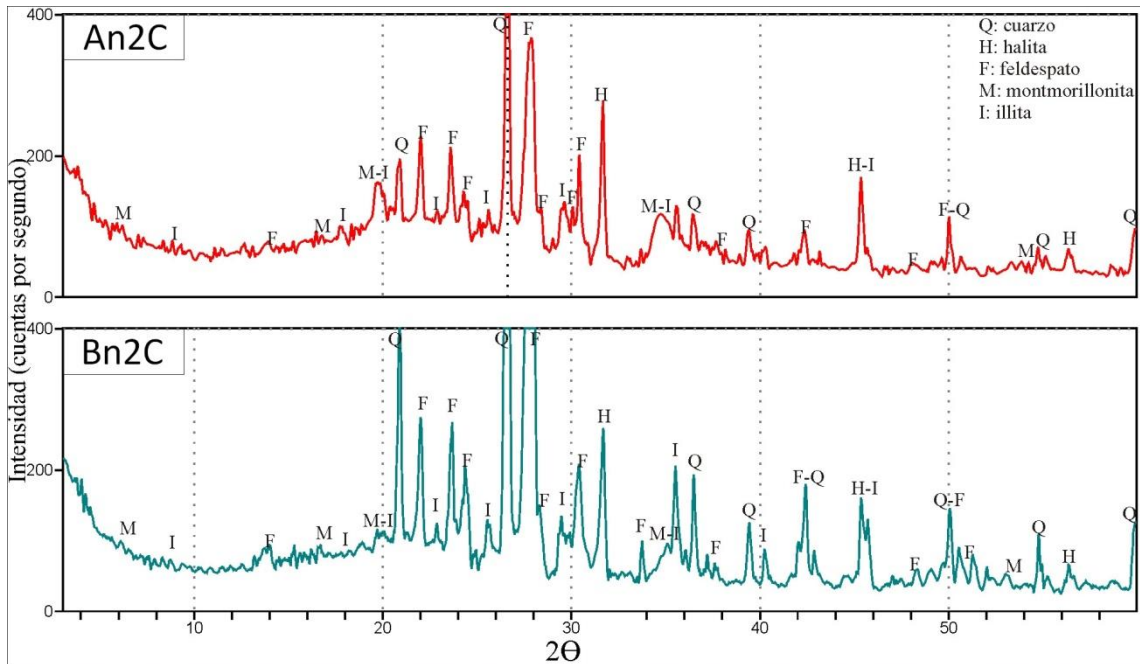


Figura 7. DRX con las intensidades relativas correspondientes a las estructuras minerales (Comparación An₂C vs. Bn₂C).
Figure 7. XRD with relative intensities of mineral structures. (Comparison An₂C vs. Bn₂C).

Con respecto a las muestras del material removido en los niveles bajos (An₂R y Bn₂R), el cuarzo y el feldespato son más abundantes y con picos más definidos, en Bn₂R que en An₂R. Bn₂R presenta las reflexiones de los cloruros (sal) disminuidas con respecto a An₂R. En An₂C el cuarzo se encuentra enriquecido con respecto a An₂R, y este último presenta las arcillas enriquecidas (Fig.8).

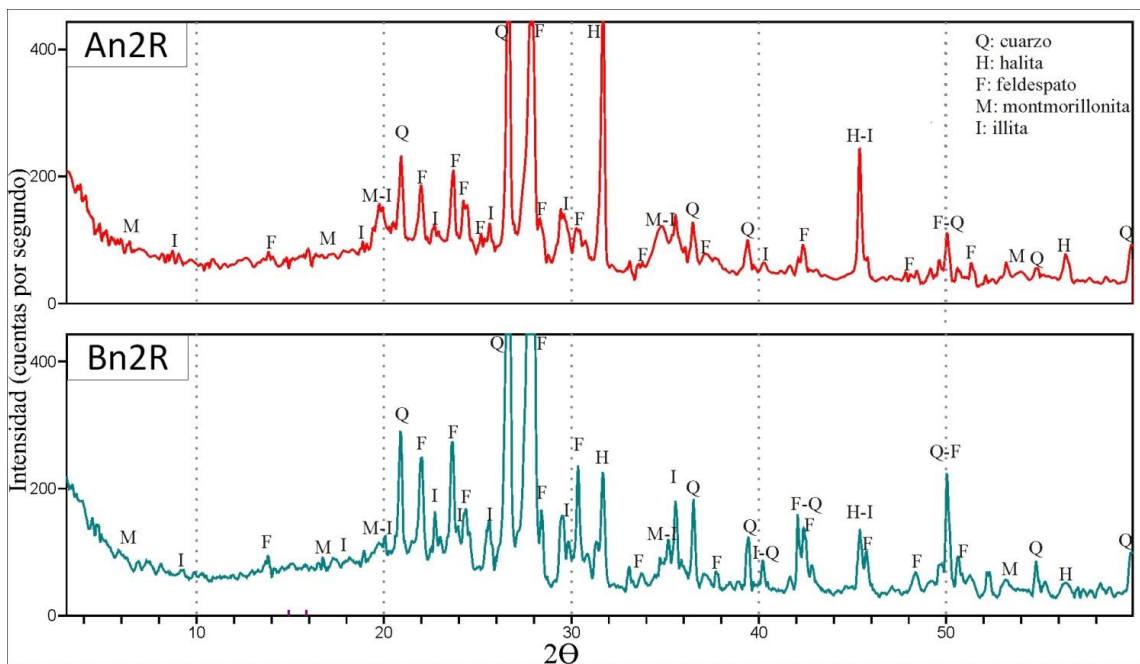


Figura 8. DRX con las intensidades relativas correspondientes a las estructuras minerales (Comparación An₂R vs. Bn₂R).
Figure 8. XRD with relative intensities of mineral structures. (Comparison An₂R vs. Bn₂R).

Mineralogía y granulometría

La mineralogía en ambas transectas fue similar, aunque los porcentuales y la granulometría variaron (Tabla 1). En Puerto Cuatrerros, en los niveles superiores sin remoción biológica (An_1C) se observa que el material es de granulometría limo arenoso (0,05 a 0,02 mm). Los restos orgánicos vegetales corresponden a raíces y los animales a poliquetos. Se detectan numerosas grietas de contracción, debido a la abundancia de material de granulometría arcillosa (fracción menor a 2 μm). El cemento corresponde principalmente a halita, que se halló cristalizada en la superficie del sedimento al secarse (cemento del sedimento) (Fig.9A). En los sedimentos removidos de los niveles superiores (An_1R), se distingue una granulometría y mineralogía similar a la An_1C , de características limosas. Se observa abundante material orgánico vegetal (Fig.9B). En los niveles inferiores no removidos de Puerto Cuatrerros (An_2C) el material es de tipo limo arcilloso (<0.02 mm). El cemento también corresponde a halita y se hallan importantes grietas de desecación (Fig.9C). El material removido de los niveles inferiores (An_2R) es también un limo arcilloso de composición litológica semejante al de control. Al secarse, se generaron importantes grietas de desecación en la muestra como consecuencia de la cantidad de materiales arcillosos (fracción 2 μm) aunque de menor tamaño que en la muestra control. Los biolitos observados fueron de dimensiones menores, no superaron los 2 mm. (Fig.9D).

	Transecta A				Transecta B			
	nivel 1		nivel 2		nivel 1		nivel 2	
	C	R	C	R	C	R	C	R
Cuarzo	25	20	25	20	35	18	40	42
Areniscas síliceas	15	15	18	18	35	30	12	3
Minerales arcillosos	45	45	50	50	12	28	30	30
Vulcanitas	8	8	3	3	8	5	8	5
Feldespatos	-	-	-	-	2	2	4	4
Trizas de vidrio	-	-	-	-	2	2	-	-
Biolitos	3	5	1	2	4	3	3	2
Restos orgánicos	2	5	1	5	-	10	-	10
Halita	2	2	2	2	2	2	3	4
	<i>Limo arenoso</i>		<i>Limo arcilloso</i>		<i>Arena mediana</i>		<i>Arena fina</i>	

Tabla 1. Composición mineralógica de los sedimentos analizados (%) (C=control y R=removido)
Table 1. Mineralogical composition of analyzed sediments (%) (C=control and R=removed)

En cuanto al material estudiado en Villa del Mar; el sedimento no removido del nivel alto (Bn_1C) está constituido por arena mediana (0,25 a 1mm) con escasa matrix inconsolidada. El escaso cemento es principalmente cloruro de sodio (halita). Se puede observar en superficie las eflorescencias de cloruro de sodio. La sal se reconoce precipitada sobre las partículas del sedimento. En algunos sectores la porosidad es más visible. Se observan partículas de color blanquecino de pocos milímetros, correspondientes a fragmentos de valvas (biolitos) (Fig.10A). El material removido de los niveles superiores (Bn_1R) presenta una mayor abundancia de partículas menores a 2 μm . Los minerales arcillosos son principalmente montmorillonita con illita subordinada. Los fragmentos de valvas son muy delgados. Se observan grietas de desecación que se producen al secarse el sustrato, indicio de la presencia de partículas menores de 2 μm (arcillas según el tamaño de partículas) y abundante material orgánico vegetal (Fig.10B). Los sedimentos control de los niveles inferiores de Villa del Mar (Bn_2C), están constituidos por una arena de grano fino (0,05 a 0,25 mm). La matrix es escasa y el cemento es más abundante, constituido por halita y arcillas (montmorillonita + illita). Las partículas son más finas que en los niveles superiores (Bn_1C) y el cemento es salino (Fig.10C). En los sedimentos removidos de los niveles bajos (Bn_2R) el material particulado está enmascarado por el material más fino (principalmente arcilla menor a 2 μm y limo) y cementado débilmente por halita. Puede decirse a su vez que el cuarzo es más abundante, las vulcanitas de colores oscuros están menos presentes y se observa un aumento salino, comparado con el material sin remover. Las valvas presentan mayor desarrollo. Se destaca la disminución en el tamaño de granulometría con respecto a Bn_2C (Fig.10D).

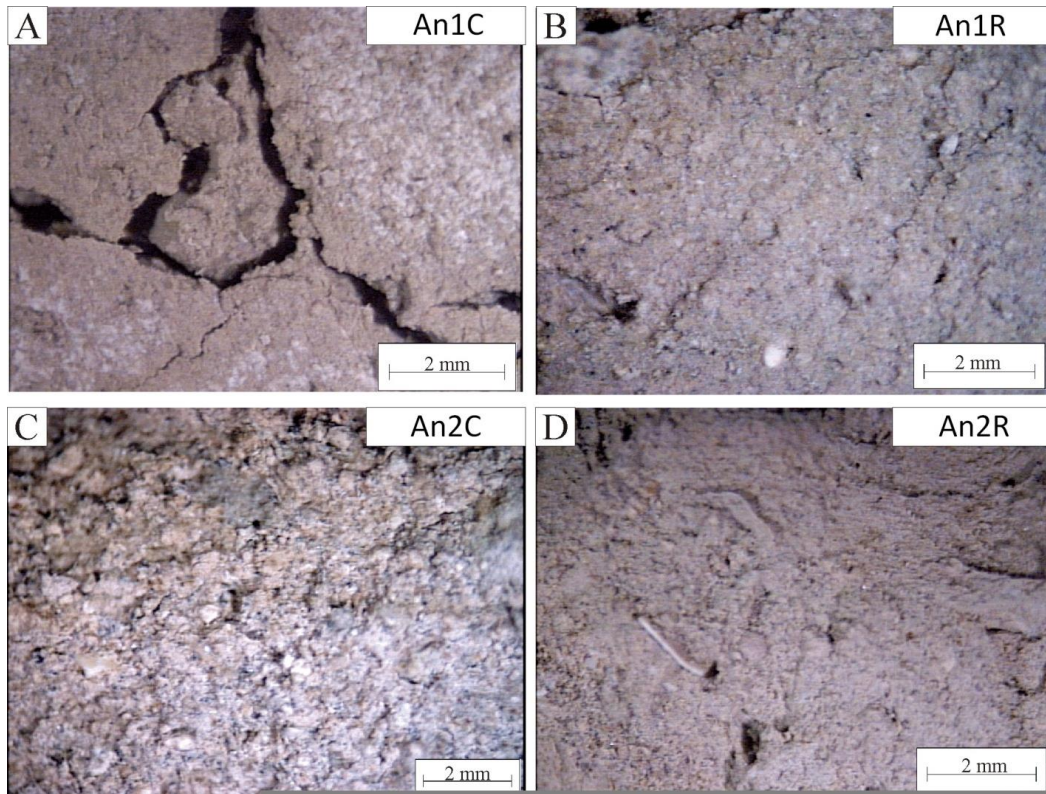


Figura 9. Morfología y mineralogía de los sedimentos de Puerto Cuatrerros. **A.** An₁C, con importantes grietas de contracción. **B.** An₁R. **C.** An₂C. **D.** An₂R.

Figure 9. Morphology and mineralogy of Puerto Cuatrerros's sediments. **A.** An₁C, with significant shrinkage cracks. **B.** An₁R. **C.** An₂C. **D.** An₂R.

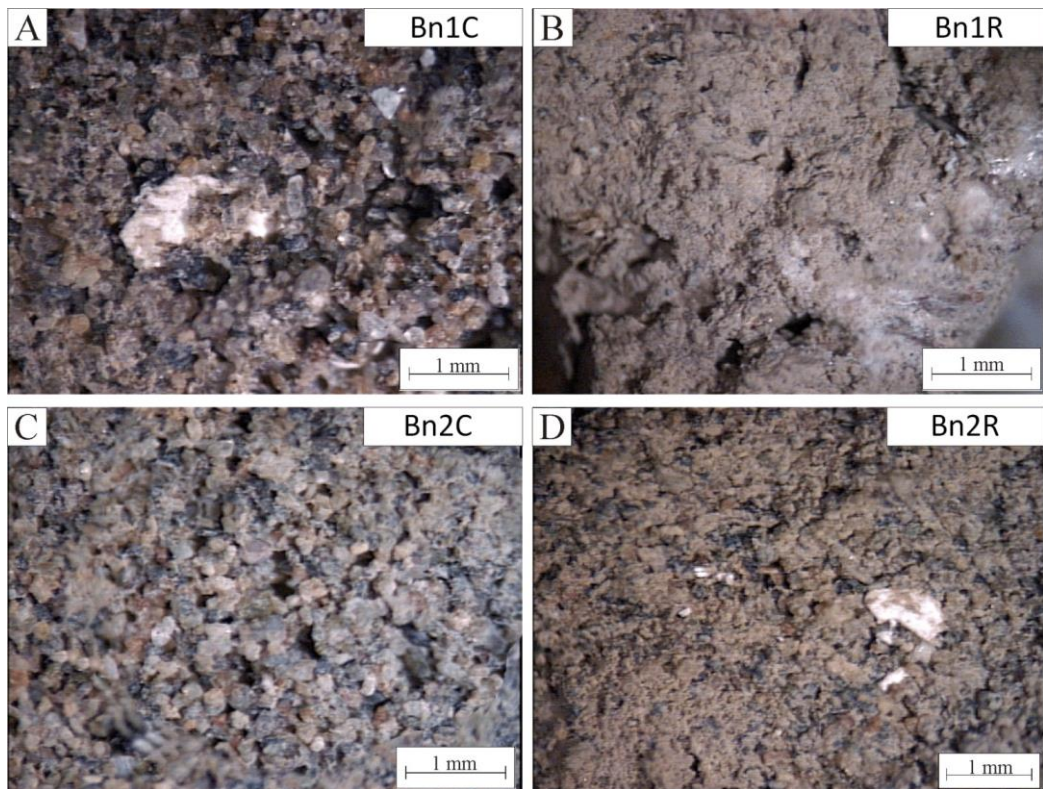


Figura 10. Morfología y mineralogía de los sedimentos de Villa del Mar. **A.** Bn₁C. **B.** Bn₁R. **C.** Bn₂C. **D.** Bn₂R, destacándose la presencia de valvas.

Figure 10. Morphology and mineralogy of Villa del Mar's sediments. **A.** Bn₁C. **B.** Bn₁R. **C.** Bn₂C. **D.** Bn₂R, highlighting the presence of valves.

DISCUSIÓN

El conocimiento de la textura y la composición mineralógica de los sedimentos en ambientes de marismas es fundamental para los estudios que estén vinculados desde el punto de vista físico, químico, biológico, ingenieril y ambiental. Los análisis mineralógicos en sedimentos pertenecientes a la zona más interna del estuario de Bahía Blanca, se efectuaron únicamente sobre el fondo del Canal Principal de navegación. Marcos (1985, 1999) analizó la fracción fina y mediana. Este autor halló que la fracción fina estuvo dominada por la presencia de esmectita, caracterizada por una beidelita, mientras que la illita y clorita estuvieron en pequeñas cantidades. La fracción mediana estuvo dominada por hipersteno, auguita y alteritas, y el cuarzo en menor proporción. Nuestros resultados difieren de los hallados por Marcos (1985, 1999); debido a que éste, analizó en forma separada las fracciones fina, mediana y gruesa. En el presente estudio, la metodología fue diferente, ya que la bioturbación es un complejo proceso de remoción de todo el sedimento, sin distinguir fracciones. Nuestros datos revelaron que el sedimento se encontró dominado por minerales como cuarzo y feldespato, siendo la fracción arcillosa (illita y montmorillonita) más significativa para el intermareal de Puerto Cuatreros, constituyendo los primeros resultados mineralógicos de una zona intermareal que no ha sido estudiada con anterioridad. En cuanto a los niveles muestreados, no se hallaron variaciones importantes en la mineralogía de los sedimentos, no obstante las diferencias residieron entre los sitios de muestreo.

Los sedimentos removidos por la actividad biológica en ambos sitios de muestreo, tuvieron una composición mineralógica similar a los sedimentos control pero acompañados por materiales arcillosos y enriquecidos por abundante material orgánico vegetal; esto es debido a la bioturbación que realizan los cangrejos. La actividad cavadora de esta especie atrapa sedimentos con alto porcentaje de limo y materia orgánica. Este sedimento que se acumula en el túnel de las cuevas es tomado por los cangrejos, durante la marea baja y es llevado a la superficie en la boca de las mismas. De esta manera ponen a disposición de la planicie un sedimento enriquecido con aportes de origen vegetal y/o animal, que le confiere nuevas características. De esta forma el estuario puede considerarse como una “trampa nutricia” que en parte es física y en parte biológica. La retención y la rápida nueva circulación de los elementos nutritivos por el bentos y la recuperación de nutrientes de sedimentos profundos por la actividad microbiana, raíces vegetales y organismos bioturbadores crean un sistema de “auto-enriquecimiento”. De esta forma el estuario se considera un sistema exportador de nutrientes, aportando de forma significativa al mar abierto (Kuenzler, 1961; Pomeroy *et al.*, 1965, 1969).

Dada la alta densidad media de cuevas encontradas en la transecta A, se considera que la población de *Neohelice granulata* en Puerto Cuatreros es mayor que la de Villa del Mar. Por otro lado, nuestros resultados arrojaron que la fracción arcillosa prevaleció en Puerto Cuatreros y que los minerales con mayor dureza (como el cuarzo y el feldespato) se presentaron en mayor proporción en sitios no removidos por la especie. Esto podría estar relacionado con que los cangrejos seleccionarían sectores para movilizarse y construir sus cuevas en sustratos con menor dureza, donde puedan remover y escavar con facilidad; esta conjunción de características se ve reflejada en la zona de Puerto Cuatreros. Por otro lado se conoce que la colonización del intermareal por *Neohelice granulata* es facilitada por la presencia de plantas; *Spartina densiflora*, *Spartina alterniflora* y *Sarcocornia perennis* que generan zonas de sombreado haciendo que el sedimento se mantenga húmedo, blando y más propenso a ser excavado (Bortolus *et al.*, 2002). Sin embargo dentro de la transecta A, la densidad de cuevas fue mayor en las zonas bajas. Esto no podría relacionarse con la presencia de vegetación, ya que el sector tiene suelo desnudo. Por lo tanto en este caso el factor influyente es la proximidad al submareal; confiriéndole una ventaja reproductiva para la especie.

Sobre la base de estudios previos (Gelós *et al.*, 2004) realizados sobre el Canal Principal y canales secundarios del estuario de Bahía Blanca, se puede señalar que los sedimentos están constituidos por mezclas de tres tamaños de partículas (*Gruesa* > 2mm, *Mediana* = 2 < 0,062mm y *Fina* < 0,062mm) en proporciones variables. Estos autores señalan que las fracciones dominantes corresponden a arenas medianas a finas y a tamaños muy finos tales como limo y arcilla. Nuestros resultados son coincidentes con lo citados por Gelós *et al.* (2004) para el estuario de Bahía Blanca. Por otra parte estos mismos autores señalan que la fracción arenosa predomina hacia la zona externa; canales, bancos, islas, playas, médanos, etc. y la fracción fina (limo y arcilla) prevalece en sedimentos depositados en la zona interna al estuario, principalmente en geofomas como llanuras de marea, veriles de canales y bancos inferiores. Este fenómeno también se vio reflejado en ambos sitios de muestreo; Puerto Cuatreros representando a la zona interna y Villa del Mar a la zona media-externa del Estuario.

Se tiene conocimiento que las planicies de marea se encuentran dominadas por la sedimentación de materiales cohesivos (arcillas limosas) mientras que en los sectores más profundos y desembocadura de canales, se encuentra principalmente arena en tránsito. La distribución genérica de los materiales sedimentarios es una consecuencia directa de la dinámica del ambiente: por ejemplo, las especies vegetales presentes disipan notoriamente la energía del agua que ingresa. Durante la bajante, las planicies de marea quedan emergidas y por lo tanto los materiales allí depositados no pueden ser resuspendidos. Sin embargo los materiales cohesivos que pudieron llegar a depositarse en los canales de marea durante las estoas de pleamar o bajamar son resuspendidos cuando ocurren las máximas velocidades de corrientes durante media marea creciente y media marea bajante (Cuadrado *et al.*, 2004). *Neohelice granulata*, por otra parte, contribuye a la acumulación de

partículas finas dada la característica forma de sus cuevas. El sedimento removido de ellas queda expuesto al oleaje y puede ser transportado de diversas maneras. Generalmente pueden persistir por varios ciclos de marea y acumularse como un material superficial denso, ya que es muy cohesivo y poco transportable (Botto e Iribarne, 2000). Todos estos procesos geomorfológicos, hidrodinámicos y biosedimentarios interactúan en este complejo ambiente estuarial.

Agradecimientos. Los autores agradecen a la Universidad Nacional del Sur, a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC) y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el apoyo brindado.

REFERENCIAS

- Alberti, J., M. Escapa, O.O. Iribarne, B. Silliman and M. Bertness, 2008. Crab herbivory regulates plant facilitative and competitive processes in Argentinean marshes. *Ecology* 89, 155-164.
- Aliotta, S. and G.M.E Perillo, 1987. A sand wave field in the entrance to Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology* 76, 1-14.
- Bortolus, A. and O. Iribarne, 1999. Effects of the burrowing crab *Chasmagnathus granulatus* on a *Spartina* salt marsh. *Marine Ecology Progress Series* 178, 78-88.
- Bortolus, A., E. Schwindt and O. Iribarne, 2002. Positive plant-animal interactions of an Argentinean coastal lagoon. *Ecology* 83, 733-742.
- Botto, F. and O. Iribarne, 2000. Contrasting effects of two burrowing crabs (*Chasmagnathus granulatus* and *Uca uruguayensis*) on sediment composition and transport in estuarine environments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 51, 141-151.
- Botto, F., I. Valiela, O. Iribarne, P. Martinetto and J. Alberti, 2005. Effect of burrowing crabs in isotope signatures of sediment, primary producers, and the food web in SW Atlantic salt marshes. *Marine Ecology Progress Series* 293, 155-164.
- Botto, F., O. Iribarne, J. Gutierrez, J. Bava, A. Gagliardini, and I. Valiela, 2006. Ecological importance of passive deposition of organic matter into burrows of the SW Atlantic crab *Chasmagnathus granulatus*. *Marine Ecology Progress Series* 312, 201-210.
- Caló, J., G. Espósito and R. Lafond. 1985. Nuevo tipo de geoformas presentes en las planicies de marea de Bahía Blanca. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Tandil, Argentina.
- Casariago, A., T. Luppi, O. Iribarne and P. Daleo, 2011. Increase of organic matter between marshes and tidal flats by the burrowing crab *Neohelice (Chasmagnathus) granulata* Dana in SW Atlantic salt marshes. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 401, 110-117.
- Cervellini, P., 2001. Variabilidad de la abundancia y retención de larvas de crustáceos decápodos en el estuario de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Investigaciones Marinas* 29, 25-33.
- Cuadrado, D., 1993. Evolución geomorfológica del área del canal del Toro, estuario de Bahía Blanca. Tesis doctoral. Departamento de Graduados, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina 97 pp. Inédito.
- Cuadrado, D.G., S.S., Ginsberg y E.A. Gómez, 2004. Geomorfología. M.C. Piccolo y M.S. Hoffmeyer (Eds.), *Ecosistema del Estuario de Bahía Blanca*, Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, Argentina, pp.29-38.
- Dana, J.D., 1851. Crustacea Grapsoidea, (Cyclometopa, Edwardsii): Conspectus Crustacearum quae in Orbis Terrarum circumnavigatione, Carolo Wilkes e classe Reipublicae Foederatae Duce, lexit et descriptis J.D. Dana. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia* 5, 247-254.
- Escapa, M., D.R. Minkoff, G.M.E. Perillo and O. Iribarne, 2007. Direct and indirect effects of burrowing crab *Chasmagnathus granulatus* activities on erosion of southwest Atlantic Sarcocornia-dominated marshes. *Limnology and Oceanography* 52(6), 2340-2349.
- Escapa, M., G.M.E. Perillo and O. Iribarne, 2008. Sediment dynamics modulated by burrowing crab activities in contrasting SW Atlantic intertidal habitats. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 80, 365-373.
- Espósito, G., 1986a. Contribución del estudio de las texturas superficiales de los granos de cuarzo a la determinación de las fuentes de aporte de arena en la zona exterior del Canal Principal (Bahía Blanca). *Resumen Primera Reunión Argentina de Sedimentología*. Oct. 1986, La Plata, Argentina.
- Espósito, G. and A. Marcos, 1988. Fuente de aporte de sedimento a la zona interna de Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires). *Actas de la Segunda Jornada Geológica Bonaerense*, 463-472. Bahía Blanca. Argentina.
- Etchichury, M.C. and J.R. Remiro, 1960. Muestras de fondo de la plataforma continental comprendida entre los paralelos 34° y 36° de Latitud Sur y los meridianos 53°10' y 56°30' de Longitud Oeste. *Rev. Mus. Arg. Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia*. *Geología* 7(4), 198-263.
- Etchichury, M.C. and J.R. Remiro, 1963. La corriente de Malvinas y los sedimentos pampeano-patagónicos. *Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia*. *Geología* 1 (120), 1-11.

- Fanjul, E., M.A. Grela and O. Iribarne, 2007. Effects of the dominants SW Atlantic intertidal burrowing crab *Chasmagnathus granulatus* on sediment chemistry and nutrient distribution. *Marine Ecology Progress Series* 341, 177-190.
- Fanjul, E., M.A. Grela, A. Canepuccia and O. Iribarne, 2008. The Southwest Atlantic intertidal burrowing crab *Neolice granulata* modifies loads of phreatic waters entering coastal area. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 79, 300-306.
- Fanjul, E., M.C. Bazterrica, M. Escapa, M.A. Grela and O. Iribarne, 2011. Impact of crab bioturbation on benthic flux and nitrogen dynamics of Southwest Atlantic Intertidal marshes and mudflats. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 92, 629-638.
- Gelós, E.M. and E. Chaar, 1988. Estudio sedimentológico, mineralógicos de testigos de la plataforma continental Argentina entre los paralelos 39° y 42° de latitud Sur. *Actas de la Segunda Jornada Geológica Bonaerense*, 441-451.
- Gelós, E.M. and J. Spagnuolo, 1982. Estudio composicional de los sedimentos de fondo de la ría de Bahía Blanca entre Puerto Cuatros y Puerto Ingeniero White. IADO (Bahía Blanca, Argentina), *Contr. Client.* N° 55, 43 pp.
- Gelós, E.M. and J. Spagnuolo, 1986. Estudio mineralógico de las arenas ferrotitaníferas de la costa norte de la Isla Wood, Provincia de Buenos Aires. *Rev. Asoc. Arg. Min. Petr. y Sed.*, 17(1-4), 39-46.
- Gelós, E.M. and J. Spagnuolo, 1989. Aspectos mineralógicos de los sedimentos de fondo de la ría de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses* 157-170.
- Gelós, E.M., J. Spagnuolo and A., Marcos, 1987. Estudio estadístico de las arenas ferrotitaníferas de la costa norte de la Isla Wood, Prov. Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina XLII* (1-2), 39-52.
- Gelós E.M., A.O. Marcos, J.O. Spagnuolo y R.A Schillizi, 2004. Textura y Mineralogía de Sedimentos. M.C. Pícolo y M.S. Hoffmeyer (Eds.), *Ecosistema del Estuario de Bahía Blanca*, Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, Argentina, pp.43-50.
- Ginsberg, S., 1993. Evolución geomorfológica de canales de marea del estuario de Bahía Blanca. Tesis doctoral. Departamento de graduados, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina. 180 pp. Inédita.
- Gómez, E., 1983. Estudio mineralógico de sedimentos de un área de la plataforma continental adyacente a la Ría de Bahía Blanca. Tesis de Licenciatura en Oceanografía. Universidad Nacional del Sur, Argentina, 70 pp. Inédita.
- Gómez, E., 1988. Geomorfología y sedimentología del sector marítimo exterior al canal Bermejo (Estuario de Bahía Blanca). Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Argentina. 176 pp. Inédita.
- Gómez, E., D.G., Cuadrado and J.O. Pierini, 2010. Sand transport on an estuarine submarine dune field. *Geomorphology* 121, 257-265.
- Gómez, E., S.S, Ginsberg y G.M.E. Perillo, 1996. Geomorfología y sedimentología de la zona interior del Canal Principal del Estuario de Bahía Blanca. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología* 3(2),55-61.
- Gregati, R.A. and M.L. Negreiros-Fransozo, 2007. Relative Growth and morphological sexual maturity of *Chasmagnathus granulatus* (Crustacea, Varunidae) from a mangrove area in southeastern Brazilian coast. *Iheringia, Serie Zoológica*, Porto Alegre, 97(3), 268-272.
- Gutiérrez, J.L., C.G. Jones, P.M. Groffman, S.E.G. Findlay, O. Iribarne, P.D. Ribeiro and C.M. Bruschetti, 2006. The contribution of crab burrow excavation to carbon availability in surficial salt-marsh sediments. *Ecosystems* 9, 647-658.
- International centre for diffraction data (ICDD), 1993. Mineral powder diffraction file. Databook, Park Lane. Swarthmore. Pennsylvania. 2389 pp.
- Iribarne, O., A. Bortolus and F. Botto, 1997. Between, habitats differences in burrow characteristics and trophic modes in the Southwestern Atlantic burrowing crab *Chasmagnathus granulatus*. *Marine Ecology Progress Series* 155, 132-145.
- Jumars, P.A. and A.R.M. Nowell, 1984. Fluid and sediment dynamic effects on marine benthic community structure. *American Zoologist* 24, 45-55.
- Kuenzler E.J., 1961. Structure and energy flow in a mussel population in a Georgia saltmarsh. *Limnology and Oceanography* 6, 191-204.
- Losada, O. and E. Chaar, 1968. Estudio preliminar de los sedimentos de fondo de la Bahía Blanca. *Actas III Jornadas Geológicas Argentinas* 81-92.
- Marcos, A., 1985. Etude mineralogique des sediments du Golfe Normand-Breton (France) et de la baie de Bahía Blanca (Argentine). Application á la dynamique sédimentaire. Thèse 3éme Cycle, Université de Paris 6, 162 pp. Inédita.
- Marcos, A., 1999. Etude minéralogique des sediments de l'estuarie de Bahía Blanca, Argentine. Application á la dynamique sédimentaire actuelle. *Geoacta* 24, 19-30.
- Melo, W.D., 2004. Orígenes morfológicos. M.C. Pícolo y M.S. Hoffmeyer (Eds.), *Ecosistema del Estuario de Bahía Blanca*, Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, Argentina, pp. 21-27.

- Menone, M., K.S.B. Miglioranza, O. Iribarne, J.E.A. Aizpún de Moreno and V.J. Moreno, 2004. The role of burrowing beds and burrows of the SW Atlantic intertidal crab *Chasmagnathus granulata* in trapping organochlorine pesticides. *Marine Pollution Bulletin* 48, 240-247.
- Meysman, F.J.R., J.J. Middelburg and C.H.R. Heip, 2006. Bioturbation: a fresh look at Darwin's last idea. *Trends in Ecology and Evolution* 21, 688-695.
- Minkoff, D.R., M. Escapa, F.E. Ferramola, S.D Maraschin, J.O Pierini, G.M.E. Perillo and C. Delrieux, 2006. Effects of crab-halophytic plant interactions of creek growth in a S.W. Atlanthinc Salt marsh: A Cellular Automata model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69, 403-413.
- Murray, J.M.H., A. Meadows and P.S. Meadows, 2002. Biogeomorphological implications of microscale interactions between sediment geotechnics and marine benthos: a review. *Geomorphology* 47, 15-30.
- Nowell, A.R.M., P.A. Jumars and J.E. Eckman, 1981. Effects of biological activity on the entrainment of marine sediment. *Marine Geology* 42, 133-153.
- Perillo, G., 1989. Estuario de Bahía Blanca. Definición y posible origen. *Boletín Centro Naval*, N°107, 333-344.
- Perillo, G.M.E., E.A. Gómez, D.G. Cuadrado, E. Alberdi, A. Vitale and M.C. Piccolo, 2009. Geomorphology and sediment dynamics of the middle reach of the Bahía Blanca. River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2009. Vionnet *et al.* (eds), Taylor & Francis Group, London 1, 237-241.
- Pierini, J.O., 2007. Circulación y transporte en zonas costeras del estuario de Bahía Blanca. PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires, pp:225. Inédita.
- Pomeroy, L.R., F.E., Smith and C.M. Grant, 1965. The exchange of phosphate between estuarine water and sediments. *Limnology and Oceanography* 10, 176-172.
- Pomeroy, L.R., R.E., Johannes, E.P., Odum and B. Roffman, 1969. The phosphorus and zinc cycles and productivity of a salt marsh. D.J. Nelson and F.C. Evans (Eds.), *Symp. Radioecol., Proc. 2nd Nat. Symp.* Ann Arbor, Mich, pp 412-419.
- Posey, M.H., 1987. Influence of relative mobilities on the composition of benthic communities. *Marine Ecology Progress Series* 39, 99-104.
- Suchanek, T.H., 1983. Control of seagrass community and sediment distribution by *Callinassa* (Crustacea, Thalassinidea) bioturbation. *Journal of Materials Research* 41, 281-298.
- Talley, T.S., J.A. Crooks y L.A Levin, 2001. Habitat utilization and alteration by the burrowing isopod *Sphaeroma quoyanum* in California salt marshes. *Marine Biology* 138, 561-573.
- Widdows, J., M.D. Brinsley, N. Bowley and C. Barrett, 1998. A benthic annular flume for in situ measurement of suspension feeding/biodeposition rates and erosion potential of intertidal cohesive sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 46, 27-38.
- Widdows, J., S. Brown, M.D. Brinsley, P.N. Salked and M. Elliott, 2000. Temporal changes in intertidal sediment erodability: influence of biological and climatic factors. *Continental Shelf Research* 20, 1275-1289.

Aceptado: 18-09-2014
 Recibido: 27-03-2014

ESTRUCTURAS DE SEGREGACIÓN EN LAVAS BASÁLTICO-ANDESÍTICAS DE LA ISLA DECEPCIÓN (ANTÁRTIDA)

SEGREGATION STRUCTURES IN BASALTIC-ANDESITIC LAVAS OF DECEPCIÓN ISLAND (ANTARCTICA)

Corina Risso⁽¹⁾ y Alfredo Aparicio⁽²⁾

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires-IGEBBA, Avda. Intendente Cantilo s/n, 1428 Buenos Aires, Argentina.

E-mail: corina@gl.fcen.uba.ar o rissocorina1@gmail.com

(2) Departamento de Dinámica Terrestre. Instituto de Geociencias .CSIC-UCM

C/ José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid, Spain.

E-mail: a.aparicio.yague@csic.es

RESUMEN

En este trabajo se describen y analizan estructuras de segregación en forma de pipe vesicles, normalmente sólo descritas en la bibliografía para flujos de lava basálticos. En este caso se encuentran en lavas en almohadilla basáltico-andesíticas en la Isla Decepción, Antártida.

La génesis de las pipe vesicles en estas lavas basáltico-andesíticas implicó el amalgamamiento de muchas pequeñas vesículas de gas que escapaban hacia los bordes de las almohadillas. Estos gases modificaron las condiciones de cristalización en el borde de las vesículas, alterando ligeramente la química y la textura de la roca huésped.

Este proceso fue sincrónico o ligeramente anterior a un proceso secundario de oxidación general de la roca huésped causado por los fluidos que fueron retenidos en el interior de las vesículas antes de su escape. La mineralogía y la composición química del borde de las pipe vesicles y roca huésped sugieren que ambas derivan de un único magma. Los procesos físico-químicos durante la cristalización provocaron una concentración de fluidos que modificaron la composición química, la textura y la cristalinidad del magma original, en los bordes de las pipe vesicles.

Sugerimos que el proceso de formación de las pipe vesicles podría ser mejor explicado a partir de la circulación e interacción de fluidos, que podrían ser vapor de agua de mar/hielo-nieve y/o fluidos volcánicos.

Palabras clave: pipe vesicles, lavas basáltico-andesíticas, Isla Decepción, Antártida

ABSTRACT

Segregation structures in the form of pipe vesicles, normally described in bibliography only in basaltic lava flows occur in basaltic-andesitic pillow lavas on Deception Island, Antarctica.

The genesis of pipe vesicles in these basaltic-andesitic lavas involved the amalgamation of many small gas vesicles that escaped towards the pillows. These gases modified the conditions of crystallisation at the rim of the vesicles, slightly altering the chemistry and texture of the adjacent rock.

This process was synchronous with or slightly-earlier than a secondary process of general oxidation of the host rock caused by fluids that were retained inside the vesicles before later escaping.

Mineralogy and chemistry of the rim of the pipe vesicles and host rock suggest they both derive from a single magma. Physico-chemical processes during crystallisation caused a concentration of fluids that modified the chemistry, texture and crystallinity of the original magma at the edges of the pipe vesicles.

We suggest that the formation of pipe vesicles could be better explained from the movement and interaction of fluids, which may be sea water vapor / ice-snow and / or volcanic fluids.

Key words: pipe vesicles, basaltic-andesites, Deception Island, Antarctica

INTRODUCCIÓN

La isla Decepción pertenece al archipiélago de las Shetland del Sur y se ubica entre los $62^{\circ}43'S$ y $60^{\circ}57'O$, a unos 100 kilómetros de la Península Antártica y 950 kilómetros del extremo sur del Cabo de Hornos. La evolución geológica de la isla Decepción se relaciona con un episodio tectónico extensional que desemboca en un proceso de rifting activo, que comenzó durante el Plioceno y que dio lugar al nacimiento del rift del Estrecho de Bransfield entre las Islas Shetland del Sur y la península Antártica (Risso *et al.*, 1994, entre otros). (Figura 1A).

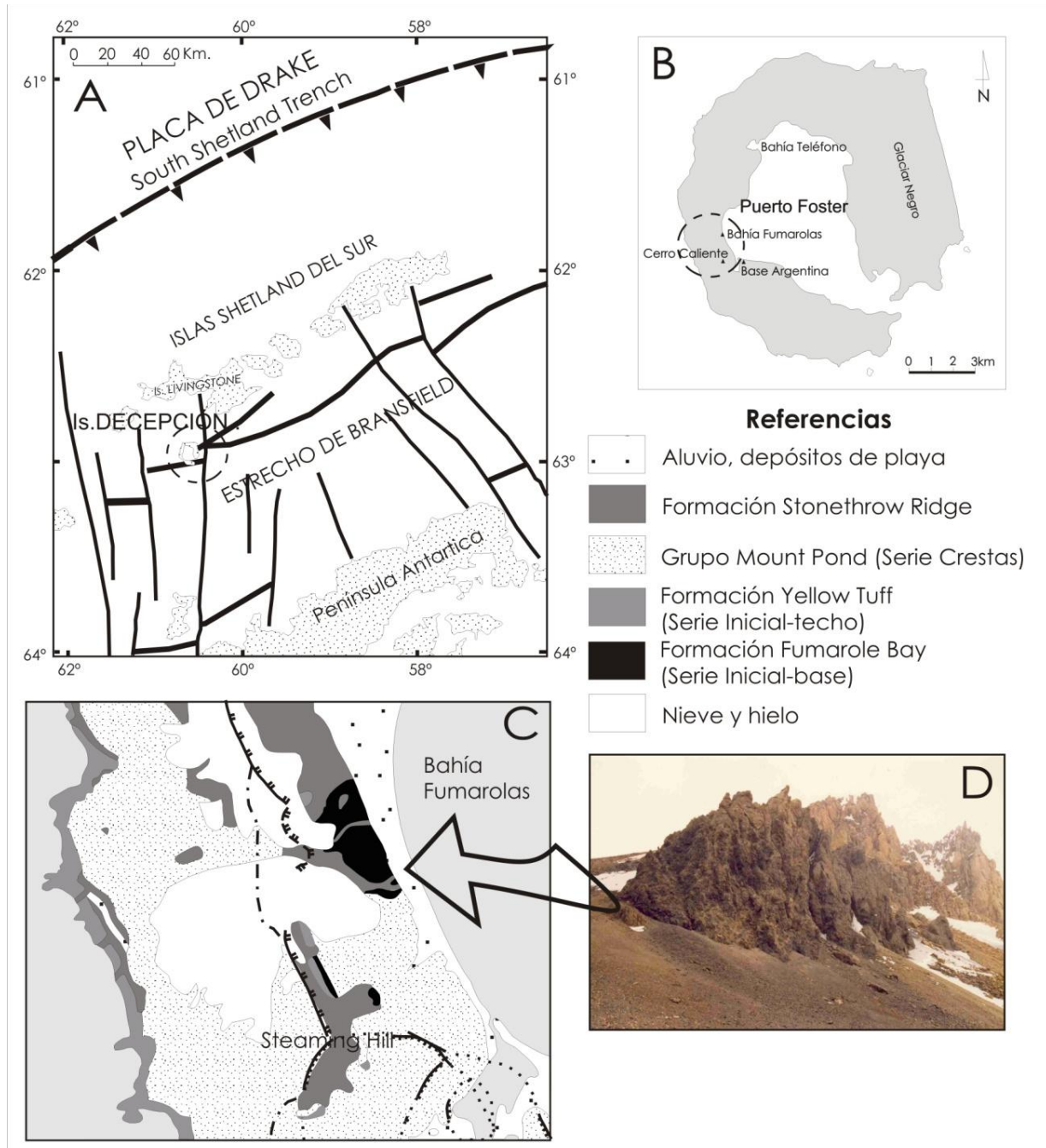


Figura 1.- A: Marco tectónico de las islas Shetland del Sur. **B:** Ubicación geográfica de los nombres comunes utilizados en este trabajo. **C:** Bosquejo geológico modificado de Smellie (2001) mostrando los afloramientos de la Formación Fumarole Bay (base de la Serie Inicial de Aparicio *et al.*, 1997). **D:** Afloramientos en Bahía Fumarolas de las hialoclastitas basáltico-andesíticas con estructuras de segregación de gases.

Figure 1.- A: Tectonic settings in South Shetland Islands. **B:** Geographical location of common names used in the paper. **C:** Geological sketch simplified from Smellie (2001) showing outcrops of the Fumarole Bay Formation (base of the Serie Inicial of Aparicio *et al.*, 1997). **D:** Hyaloclastite basaltic andesites outcrops in Fumarole Bay with segregation structures.

La isla es un gran volcán en escudo basáltico-andesítico (Smellie, 2001) cuyo contorno tiene forma de herradura y está formada por una caldera (Martí *et al.*, 2013; Smellie, 2001) de unos 14 kilómetros de diámetro, parcialmente invadida por el mar.

Es una isla volcánica activa desde hace unos 150Ka \pm 50 Ka (Keller, *et al.*, 1992; Birkenmayer, 1992, etc.) hasta el presente con las erupciones históricas de 1842, 1967, 1969 y 1970.

Las lavas de la isla Decepción presentan una tendencia continua que varía entre rocas de las suites alcalinas a subalcalinas, variando su composición entre basaltos y traquiandesitas basálticas, andesitas, dacitas y riodacitas (Risso *et al.*, 1994; Aparicio *et al.*, 1997; Smellie, 2001). Son comunes los xenolitos plutónicos que muestran la composición de la corteza continental subyacente (Risso y Aparicio, 2002).

Estructuras del tipo de vesicle cylinders y pipe vesicles fueron términos utilizados para rocas basálticas y muy frecuentemente mencionados en la literatura (Kuno, 1965; Carman, 1994; Goff, 1996; Rogan *et al.*, 1996; Kontak, 2008, etc.). Cada uno de estos autores mencionan diferentes mecanismos para su formación, entre las que se incluyen la agregación de burbujas que se nuclean (Manga and Stone 1994), gas filtro-prensado (Anderson *et al.*, 1984; Rogan *et al.*, 1996), acumulación de burbujas con migración de fluidos (Goff, 1996), procesos de diferenciación con fluidos conteniendo un exceso de vapor de agua (Caroff *et al.*, 2000), o líquidos y gases residuales que escapan de áreas con magma altamente cristalizado (Costa *et al.*, 2006), etc. Vesicle cylinders son probablemente las estructuras más características de los procesos de diferenciación de vapor (Merle *et al.*, 2005). La formación de vesicle y pipe cylinders en lavas basálticas es bien conocida (Merle *et al.*, 2005), pero es prácticamente desconocida en rocas basáltico-andesíticas alcalinas como las encontradas en la isla Decepción.

UBICACIÓN GEOLÓGICA

Las estructuras de segregación se encontraron en lavas andesítico-basálticas de la Formación Fumarole Bay (Smellie, 2001; Smellie *et al.*, 2002) o mencionadas como de la Serie Inicial de Aparicio *et al.*, (1997) ubicadas en bahía Fumarolas (Figura 1B y C) de la isla Decepción. La Formación Fumarole Bay de Smellie (2001) está subdividida de base a techo en tres miembros: miembro lávico, miembro escoriáceo y miembro toba lapillítica estratificada. Las estructuras se encuentran en el miembro lávico inferior compuesto por brechas hialoclastíticas, lavas en almohadillas y flujos de lava, con menor participación de bombas y bloques. La brecha es monomítica y típicamente pobre en matriz cinérea. De color pardo-naranja posee fragmentos porfíricos, pobres a no vesiculares de lapillis vítreos irregulares y grandes bloques de texturas granosas finas de hasta 1 metro de diámetro. Contiene numerosos fragmentos lobulados ameboidales de lava porfírica gris-castaño oscuro, muchos de ellos con márgenes vítreos de enfriamiento brusco de hasta 1 cm de espesor (Smellie, 2001).

Las estructuras de segregación se encuentran en las lavas en almohadilla y en los flujos de lava (Figura 1D). La concentración de este tipo de estructuras es mayor en las lavas en almohadilla (pillow lavas) que en los flujos de lava. Las almohadillas son de color pardo claro, ovaladas a subredondeadas, con un diámetro de entre 0,50-100 cm. y con un borde muy fino (0,8 cm.) de vidrio color negro parcialmente palagonitizado. Los flujos de lava andesítico-basálticos tienen una potencia de 1-3 m., son masivos, con disyunción columnar y color castaño oscuro. Las estructuras de segregación son perpendiculares a la superficie de los lóbulos y paralelas a las grietas de la disyunción columnar (Figura 2).

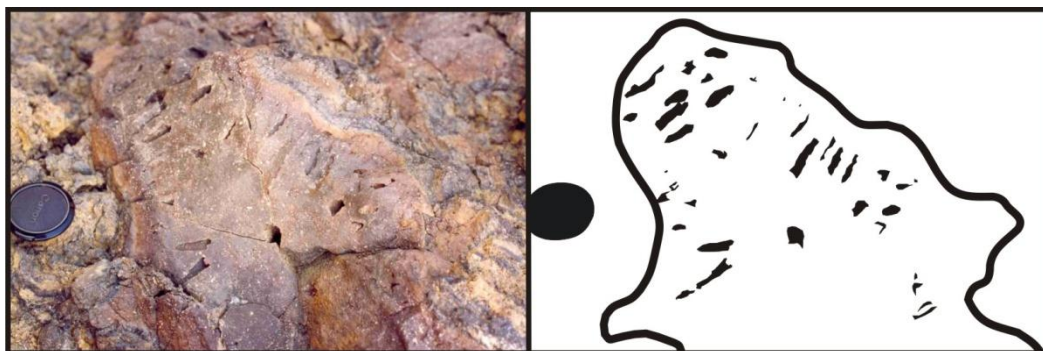


Figura 2.- Izquierda: Fotografía de un corte transversal de una pillow lava. Derecha: Esquema de la misma en la que se destacan las estructuras de pipe vesicles ubicadas en forma perpendicular a los límites de los lóbulos.

Figure 2.- Left: Photograph of a vertical cross-section of the pillow lava. Right: Sketch of the same hyaloclastite lava with pipe vesicles located perpendicular to the limits of the lobe.

ESTRUCTURAS DE SEGREGACIÓN: PIPE VESICLES

Dos tipos de estructuras de segregación se observaron en los pillows andesítico-basálticos de la isla Decepción: pipe vesicles y vesicle cylinders, pero en este trabajo nos concentramos únicamente en los primeros. También hemos observado una transición entre pipe vesicles y vesicle cylinders, observación que concuerda con trabajos realizados por Thordarson and Self (1998) donde mencionan que muchas veces observaron pipe vesicles que convergen para formar vesicle cylinders y sugieren que debieran estar genéticamente vinculadas.

De acuerdo con Philpotts and Lewis (1987) las pipe vesicles son tubos vacíos de < 1cm. de diámetro, con paredes lisas a veces cubiertas con una película de material vítreo-negro. Por otra parte, las vesicle cylinders son típicamente centimétricas de diámetro, más largas que las pipe vesicles y compuestas por basalto altamente vesicular.

Las vesicle cylinders aparentan haberse formado como diapiros elongados verticalmente dentro de un basalto vesicular de baja densidad de alrededor de 2-10 metros de espesor y que asciende a través de un basalto más denso (Goff, 1996). En contraposición, Philpotts and Lewis (1987) consideran que las pipe vesicles se formaron por la exsolución de gases magmáticos que cristalizan en burbujas entrampadas durante el avance del frente solidificado de la lava que se enfría y cuyo espesor no superaría los 2-4 metros. Los tubos resultantes, consecuentemente, se orientan normales al frente de enfriamiento. Kuritani et al., (2010) a su vez, dan a estas pipe vesicles un origen por solidificación de una colada de lava y formación de fracturas por compresión.

Las pipe vesicles en la isla Decepción fueron observadas distribuidas en los flujos de lava en forma paralela a las disyunciones columnares y tienen una distribución radial en las pillow lavas (Figura 2). Son cavidades circulares, como tubos subverticales y un diámetro medio de 1 cm (Figura 3A), aunque algunos sólo tienen unos 0.5 cm. de diámetro, y una longitud máxima de unos 13 cm. (Figura 3B). Estos tubos vacíos usualmente tienen sus paredes internas recubiertas por un material lávico vesicular color muy oscuro que contrasta fuertemente con el color pardo de la roca huésped (Figura 3C y D, ver flecha).

De todos modos, ninguna de las pipe vesicles, se extiende más allá del margen de los pillows.

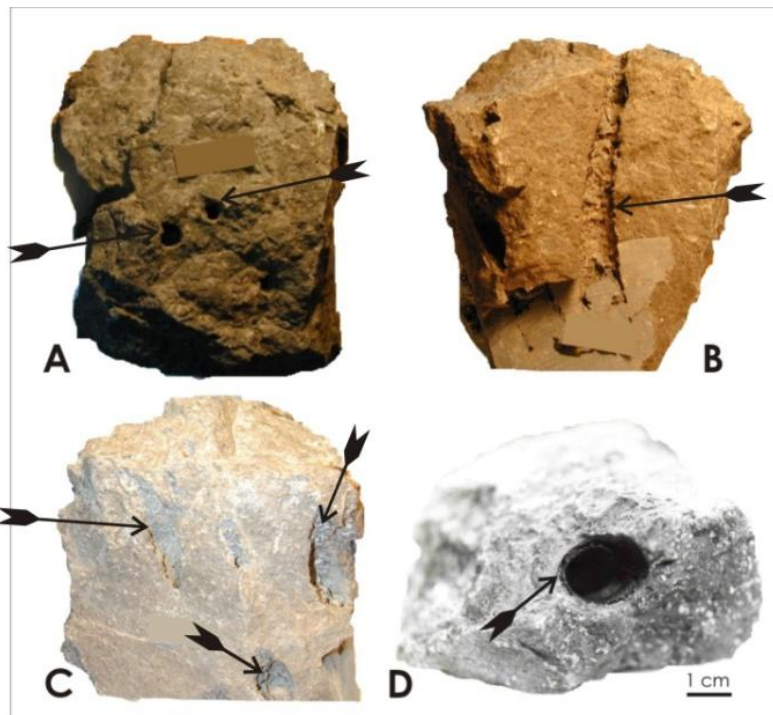


Figura 3.- Diferentes vistas de las estructuras de segregación, ver las flechas. **A)** El conducto de una pipe vesicle que forma un orificio casi perfectamente redondo en la superficie del flujo. **B)** Sección vertical de una estructura de segregación con una longitud máxima de aproximadamente 13 cm. **C)** La distancia entre pipe vesicles en la superficie de la lava varía entre 1-10 cm. Observar el revestimiento de la pared de la pipe vesicle, su color oscuro contrasta con el color más claro de la roca huésped. **D)** Vista transversal del revestimiento vítreo negro que cubre la pared de algunas pipe vesicles.

Figure 3.- Different views of the segregation structures, see arrows. **A)** The exit hole of an almost perfectly round pipe vesicle at the surface of the lava flow. **B)** Vertical section of a pipe vesicle with a maximum length about 13 cm. **C)** The distance between pipe vesicles at the lava surface varies from 1-10 cm. Notice the lining of the pipe vesicle wall, its dark colour contrasted with the lighter colour of the host rock. **D)** Transversal view of black rim glass coating the pipe vesicle.

MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA DE LA ROCA HUÉSPED Y DE LAS ESTRUCTURAS DE SEGREGACIÓN

La roca que contiene estas estructuras y a la cual se encuentran genéticamente relacionadas es la roca huésped andesítico-basáltica que tiene una textura porfírica y está formada por fenocristales idiomorfos, maclados y zonados de plagioclasa cálcica de hasta 3 mm de largo, y de fenocristales idiomorfos de olivina, parcialmente reemplazados por clorita-serpentina con un diámetro máximo de 1 mm. Los fenocristales de clinopiroxeno (alcanzan una longitud de 0.4 mm) son menos comunes. La pasta es microcristalina con olivina, plagioclasa y opacos y no más de un 10% de vesículas. La olivina en la pasta está alterada predominantemente a clorita. Las vesículas son más comunes en las áreas oxidadas.

Cuando las pipe vesicles tienen material de reborde (rim material) (Figura 3D), este reborde tiene mayor vesiculación que la roca huésped (30%) (Figura 4A) donde las pequeñas vesículas coalescen para formar una más grande (Figura 4B). El reborde-rim de color negro (Figura 3D) está formado por una roca micro-criptocristalina-vítrea conteniendo cristales aciculares de plagioclasa y algo de olivina, algunos de los cuales están alterados a clorita. Los fenocristales dentro del rim impiden la expansión de la macro-vesícula, como se ve en la Figura 4C, donde el fenocristal de plagioclasa genera un lóbulo en la pared del pipe. Las pipe vesicles usualmente contienen zeolitas en sus márgenes. La mayoría de las veces esta roca oscura representa una zona de transición totalmente oxidizada (0.1-0.2 mm de espesor) entre la roca huésped y las pipe vesicles (Figuras 4D y 4E). Esta oxidación se ve en las grietas y venillas que invaden la roca huésped (Figura 4F). A veces esta zona de oxidación está ausente y el contacto entre la roca huésped y las pipe vesicle es abrupto, aunque la roca huésped casi siempre presenta algún grado de oxidación.

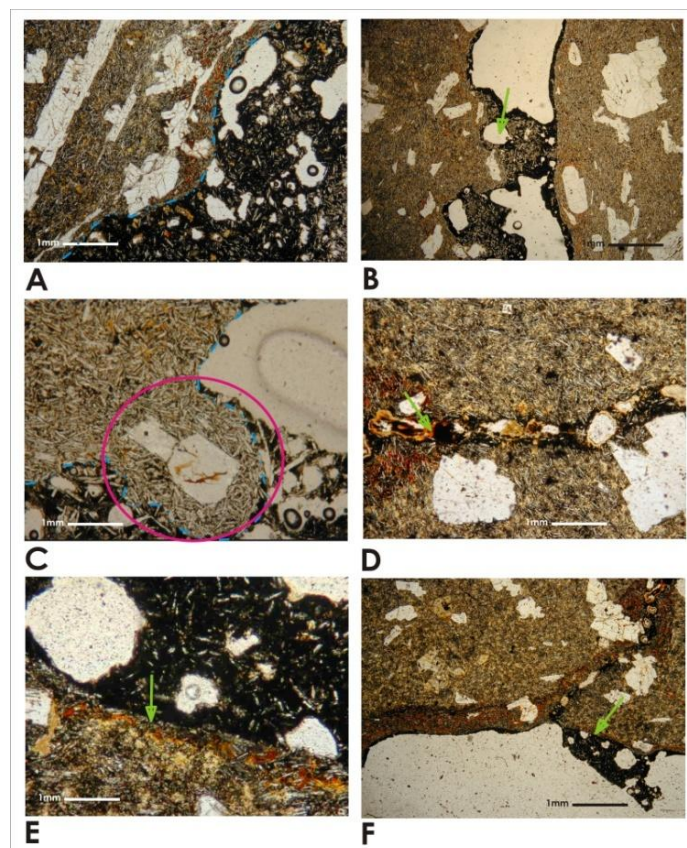


Figura 4.- Diferentes texturas de la roca huésped (microscopía óptica). **A)** Aspecto del contacto entre el borde vítreo-negro de la pipe vesicle y la roca huésped, mostrando un mayor contenido de vesículas en las estructuras (línea punteada azul). **B)** Coalescencia de vesículas para formar una vesícula mayor (flecha verde). **C)** Los fenocristales de plagioclasa impiden la expansión de las pipe vesicles (círculo rosa). **D)** Grietas en la roca huésped rellenas con óxidos (flecha verde). **E)** Zona de oxidación en la interfase entre la roca que aloja las estructuras y el borde negro-vítreo de la pipe vesicle (flecha verde). **F)** Izquierda de la fotografía: Zona de oxidación similar a D. Derecha de la fotografía: Contacto abrupto entre el borde negro-vítreo y la roca huésped (flecha verde)

Figure 4.- Different textures of the host rock (optical microscopy). **A)** Aspect of a contact black rim of pipe vesicle and host rock showing a higher content of vesicles in pipe (blue line). **B)** Vesicles coalesce to form a larger vesicle (green arrow). **C)** Plagioclase phenocryst prevents expansion of the pipe vesicle (pink circle). **D)** Cracks in host-rock filled with oxides (green arrow). **E)** The oxidation zone between host-rock and black rim of pipe vesicle (green arrow). **F)** Left: Oxidation zone similar than D. Right, abrupt contact between black wall rock and host rock (green arrow).

QUÍMICA DE LAS ROCAS Y DE LOS MINERALES

Los análisis químicos que aquí se presentan fueron realizados en los laboratorios del Instituto de Geociencias, Consejo Superior de Investigaciones Científicas - Universidad Complutense de Madrid, España. Los elementos mayoritarios fueron determinados con un Espectroscopio de Absorción Atómica Perkin-Elmer 2380. Elementos menores, trazas y REE fueron analizados con ICP-MS. La composición de los minerales fue determinada usando una microsonda electrónica automática JEOL.JXA-8900M con EPMA, usando WDS, hasta 15 Kv, y 20mA, en el Laboratorio de Microscopía de la Universidad Complutense (Madrid, España). La separación de la roca huésped/pipe vesicles para los análisis fue realizada manualmente.

Los resultados de los análisis de la roca huésped y los minerales de las pipe vesicles se muestran en la Tabla 1. Los fenocristales de plagioclasa varían su composición desde andesina a labradorita. Pero no hay diferencias en la composición de las plagioclasas de la roca huésped y la roca de las pipe vesicles. Solo pudieron analizarse con la microsonda las olivinas de la roca huésped que corresponden a la composición de crisolita (Fo₈₉). La composición del clinopiroxeno de las rocas de las pipe vesicles es augítica.

Ubicación	PV	Huésped	PV	Huésped	PV	Huésped
Mineral	Clino-piroxeno	Olivina	Plagioclasa	Plagioclasa	Plagioclasa	Plagioclasa
Clasificación	Augita	Crisolita	Bitownita	Andesina	Labradorita	Bitownita
SiO ₂	50.35	39.65	46.49	57.58	53.40	46.21
TiO ₂	0.98	0.00	0.01	0.13	0.13	0.00
Al ₂ O ₃	2.35	0.02	32.39	23.92	26.58	32.60
FeO	7.90	16.01	0.43	0.81	0.87	0.39
MnO	0.15	0.19	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	17.15	44.53	0.15	0.16	0.32	0.13
CaO	18.53	0.21	17.74	7.47	11.45	17.66
Na ₂ O	0.25	0.02	1.80	6.88	4.94	1.80
K ₂ O	0.02	0.02	0.03	0.34	0.17	0.02
NiO	0.02	0.14	0.00	0.01	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.37	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00
Total	98.18	100.90	99.15	97.36	97.94	98.97
Si	1.89	0.99	8.66	10.62	9.91	8.63
Ti	0.02	0.00	0.00	0.01	0.018	0.00
Al	0.10	0.01	7.11	5.20	5.81	7.18
Fe ₂	0.24	0.33	0.07	0.12	0.13	0.06
Mg	0.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.74	1.66	0.04	0.04	0.08	0.03
Na	0.01	0.00	3.54	1.47	2.27	3.53
K	0.00	0.00	0.65	2.46	1.77	0.65
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
NºOx	6	4	32	32	32	32
Ab			14.74	59.83	41.95	14.80
An			85.07	38.09	57.01	85.04
Or			0.18	2.06	1.03	0.14
Fo		89				

Tabla 1.- Composición mineral de la roca huésped y de las pipe vesicles (PV).
Table 1.- Mineral composition of the host rock and pipe vesicles (PV).

Por otra parte la Tabla 2 muestra los resultados de los análisis químicos realizados a varias muestras de roca huésped (H) y de rocas de las pipe vesicles (PV). Los resultados fueron graficados en un diagrama TAS (Le Maitre, 1984) y se utilizó el programa SINCLAS (Verma *et al.*, 2002) para facilitar los cálculos de las relaciones Fe_2O_3 -Feo de la roca según el contenido en H_2O y que a su vez facilita la clasificación de las rocas en el diagrama TAS. Se pudo observar que ambas rocas tienen la misma composición basáltico-andesítica, a pesar de que se encontraron pequeñas diferencias. Por ejemplo, las rocas de las pipe vesicles contienen más SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 y P_2O_5 y menos Al_2O_3 , CaO y MgO que la roca huésped. Por el contrario Kuritani *et al.*, (2010) observan un enriquecimiento en MgO en las pipe vesicles que lo explican por la mezcla mecánica de olivino con el magma residual, hecho que no sucede en cambio, en la isla Decepción.

Muestra	H-1	PV-1	H-2	PV-2	H-3	PV-3	H-4	PV-4
SiO_2	51.45	52.40	54.80	55.20	53.10	53.50	53.20	52.70
TiO_2	1.35	2.08	1.26	2.70	1.36	1.98	1.31	1.78
Al_2O_3	17.75	15.79	15.49	13.60	17.66	15.37	17.52	16.53
Fe_2O_3	4.10	5.45	3.29	4.72	4.34	7.47	3.79	6.41
FeO	3.08	4.04	5.27	5.90	3.19	1.91	3.29	2.45
MnO	0.10	0.20	0.13	0.20	0.11	0.21	0.10	0.15
MgO	5.85	4.90	3.57	4.50	5.57	4.87	5.47	4.85
CaO	10.02	8.76	7.47	7.38	9.30	9.12	10.00	8.80
Na_2O	2.94	3.10	4.63	3.35	2.61	2.49	2.42	2.50
K_2O	0.17	0.25	0.50	0.49	0.18	0.22	0.13	0.17
P_2O_5	0.23	0.39	0.26	0.52	0.22	0.35	0.27	0.30
PC	2.88	2.57	2.99	1.31	2.29	2.44	2.43	3.30
Total	99.92	99.93	99.66	99.87	99.93	99.93	99.93	99.94
Ba	74	185	76	163	76	156	68	141
Co	28.7	28.8	42	29.4	29.3	32.2	27.5	29.6
Cs	0.2	0.4	0.2	0.5	0.1	0.2	0.2	0.3
Ga	18.1	20.1	18.9	20.1	18.0	21.3	19.1	20.1
Hf	2.6	7.0	3.0	6.4	2.8	7.1	2.8	5.7
Nb	5.3	12.3	5.7	12.4	4.9	11.9	5.1	10.1
Rb	3.4	10.4	3.9	10.9	3.4	5.1	3.3	4.8
Sn	1	3	1	3	1	3	1	5
Sr	489	337	476	351	487	362	488	371
Ta	0.3	0.9	0.6	0.8	0.3	0.8	0.3	0.8
Th	0.7	1.6	1.1	2.1	1	2.0	1	2.3
U	0.3	0.7	0.3	0.8	0.3	0.5	0.3	0.6
V	228	380	214	394	222	395	228	372
W	0.3	0.5	1.35	1.5	0.3	1.2	0.2	4.3
Zr	109	263	109	255	109	265	106	214
Y	23.7	49.7	23.1	59.6	23.5	52.9	23.6	46.9
La	9.2	21.8	9.3	20.8	9.3	21.4	8.9	18.7
Ce	21.1	50.4	21.4	47.2	21.2	50.5	20.8	44.0
Pr	2.93	6.97	3.01	6.77	2.95	6.96	2.93	6.08
Nd	13.7	32.2	13	33.6	13.2	33.8	13.8	28.6
Sm	3.5	8.2	3.8	7.8	3.7	8.3	3.8	7.2
Eu	1.24	2.41	1.33	2.46	1.23	2.31	1.28	2.16
Gd	4.03	8.51	3.92	8.22	4.43	8.94	4.19	7.63
Tb	0.65	1.39	0.62	1.41	0.67	1.45	0.65	1.27
Dy	4.09	8.27	4.01	8.71	3.99	8.95	3.93	7.68
Ho	0.90	1.82	0.86	1.85	0.88	1.95	0.83	1.69
Er	2.29	4.96	2.35	5.03	2.33	5.27	2.34	4.64
Tm	0.32	0.70	0.31	0.68	0.35	0.73	0.35	0.62
Yb	2.39	4.88	2.18	4.69	2.34	5.23	2.38	4.62
Lu	0.33	0.68	0.33	0.65	0.32	0.74	0.33	0.64

Tabla 2.- Composición química de la roca huésped (H) y de las pipe vesicles (PV)
Table 2.- Chemical composition of the host (H) rock and pipe vesicles (PV)

Las rocas de las pipe vesicles están relativamente enriquecidas en Ba, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Th, U y REE, aunque contienen menos Sr. Rogan *et al.* (1996) encontraron resultados semejantes en rocas de las pipe vesicles con menos Mg, Ni, Cr y Ca y más Nb, Ti y REE que la roca huésped. En rocas de las estructuras de segregación, Merle *et al.* (2005) observaron un relativo enriquecimiento en elementos incompatibles (excepto Sr) y reducidos aumentos en los elementos de transición (Co, Cr and Ni) en relación con la roca huésped. Los REE de los patrones de rocas condriticas para la roca huésped y las pipe vesicles es muy semejante (Figura 5). Este patrón es idéntico al establecido para la secuencia calco-alcalina plutónica-volcánica de la isla Decepción observada por Risso y Aparicio (2002).

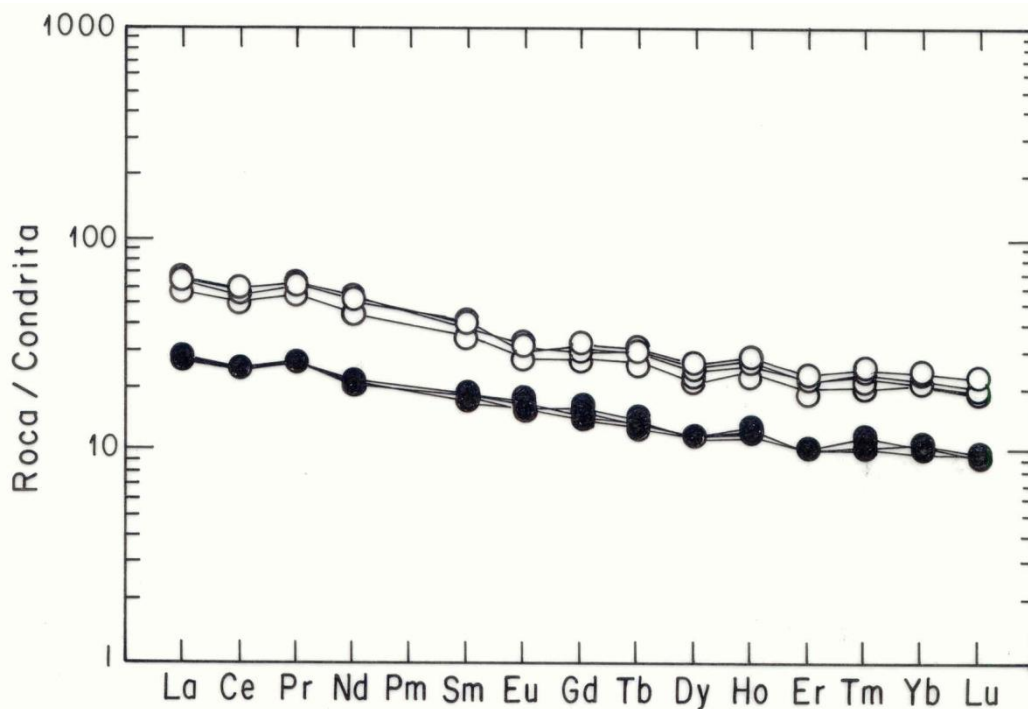


Figura 5.- Diagrama de elementos de las tierras raras normalizado a condrito (valores de normalización de Nakamura, 1974). La distribución de REE en la roca huésped y las pipe vesicles muestra una tendencia muy semejante con un contenido ligeramente más empobrecido en los REE de la roca huésped. ○ roca de las pipe vesicles ● roca huésped

Figure 5.- REE chondrite-rock model of the host and pipe vesicles rock showing a similar trend and the slightly lower REE content of the host rock. ○ pipe vesicles rock ● host rock

DISCUSIÓN

No hay un simple mecanismo que podamos presentar para explicar la formación de estas estructuras de segregación en rocas de composición basáltico-andesíticas. No obstante, ciertas características de la ubicación donde fueron encontradas y de la mineralogía y química de las rocas de las pipe vesicles y de la roca huésped sugieren que un solo magma estuvo involucrado en este proceso, en el cual procesos físico-químicos causaron la concentración de fluidos que modificaron la química, textura y cristalinidad del magma original en los bordes de las zonas vesiculadas. La pequeña diferencia química entre la roca huésped y los bordes vítreos de las pipe vesicles puede ser una evidencia de un proceso secundario que también modificó la cristalinidad y textura del magma original.

Philpotts and Lewis (1987) creen que la interrupción de las pipe vesicles para extenderse fuera de los pillows es una fuerte evidencia de que el gas que las generó se formó por exsolución de los gases contenidos en el basalto in-situ y que no provino de una fuente externa.

Esta es una presunción muy lógica, pero considerando el alto grado de oxidación de la roca huésped, sugerimos que el proceso de formación de estas pipe vesicles podría ser mejor explicado a partir de la circulación de fluidos, como vapor de agua de mar/hielo-nieve además de gases volcánicos. La sobrepresión generada por estos gases explicaría porque la oxidación es mayor en el contacto entre la roca huésped y las pipe vesicles. Además la vesicularidad en la lava/roca huésped es de alrededor de un 10% pero puede llegar a un 30% en el borde vítreo de las estructuras de segregación.

En aquellos lugares donde el flujo de lava se detuvo -por ejemplo, por un obstáculo en el relieve del terreno-, los fluidos que siguen emanando del fundido se acumularían generando una sobrepresión en la pared de

las pipe vesicles. Al mismo tiempo, su temperatura relativamente baja, comparada con la de la roca huésped, podría haber causado un enfriamiento rápido del magma en el borde de la pipe vesicle. Esto conduciría a cambios significativos en la textura de las estructuras de segregación, reflejadas en una falta de fenocristales y la presencia de una pasta vítrea en el reborde de las mismas.

CONCLUSIONES

La génesis de las pipe vesicles en estas lavas basáltico-andesíticas podría implicar la amalgamación de pequeñas vesículas a medida que escapaban hacia las almohadillas. Estos gases habrían modificado las condiciones de cristalización de la lava basáltico-andesítica en el borde de las vesículas, alterando levemente la química y textura de la roca huésped.

Este proceso fue sincrónico o un poco anterior que el proceso secundario general de oxidación de la roca huésped que fue causada por los fluidos que fueron retenidos en las almohadillas previo al escape tardío.

Agradecimientos: Los autores quieren agradecer al Instituto Antártico Argentino a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, al Plan Antártico Español y muy especialmente a Buque Oceanográfico Español "Hesperides" por el apoyo en el terreno. A los revisores y editores de esta revista, cuyas sugerencias mejoraron significativamente la calidad de nuestro trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, A.T., G.H., Swihart, G. Artioli and C.A., Geiger, 1984. Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation. *Journal of Geology*, 92: 55-72.
- Aparicio, A., C., Risso, J.G., Viramonte, N., Menegatti, e I., Pertrinovic, 1997. El volcanismo de Isla Decepción (Península Antártica). *Boletín Geológico Minero*, 108: 235-258.
- Birkenmayer, K., 1992. Volcanic succession at Deception island, West Antarctic: a revised lithostratigraphic standard. *Studia Geologica Polonica*, 101: 27-82.
- Carman, M.F., 1994. Mechanisms of differentiation in shallow mafic alkaline intrusions, as illustrated in the Big Bend area, western Texas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 61: 1-44.
- Caroff, M., R.C., Maury, J., Cotten, and J.P. Clément, 2000. Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. *Bulletin of Volcanology*, 62: 171-187.
- Costa, A., S., Blake, and S., Self, 2006. Segregation processes in vesiculating crystallizing magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153: 287-300.
- Goff, F., 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71: 167-185.
- Keller, R.A., M.R., Fisk, W.M., White, and K., Birkenmayer, 1992. Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctic. *Earth and Planetary Science Letters*, 111: 287-303.
- Kontak, D.J., 2008. On the edge of CAMP: Geology and volcanology of the Jurassic North Mountain Basalt, Nova Scotia. *Lithos*, 101: 74-101.
- Kuno, H., 1965. Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. *Journal of Petrology*, 6: 302-321.
- Kuritani, T., Y. Takeyoshi and N. Yoshitaka, 2010. Internal differentiation of Kutsugata lava flow from Rishiri Volcano, Japan: Processes and timescales of segregation structures' formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195:57-68.
- Le Maitre, R.W., 1984. A proposal by the IUGS subcommission on the systematic of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. ". *Australian Journal of Earth Science*, Melbourne, Vol. 31 : 243-255.
- Manga, M. and H.A., Stone, 1994. Interactions between bubbles in magmas and lavas: effects of bubble deformation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 267-279.
- Martí, J., Greyer, A. and Aguirre-Díaz, G. 2013. Origin and evolution of the Deception Island caldera (South Shetland Islands, Antarctica). *Bulletin of Volcanology* 75:732.
- DOI 10.1007/s00445-013-0732-3
- Merle, R., M., Caroff, J., Girardeau, J. Cotten, and C., Guivel, 2005. Segregation vesicles, cylinders, and sheets in vapour-differentiated pillow lavas: Examples from Tore-Madeira Rise and Chile Triple Junction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141: 109-122.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38:757-775.
- Philpotts A. and C., Lewis, 1987. "Pipe vesicles: An alternate model of their origin". *Geology*, Vol.15: 971-974.
- Risso, C. and A. Aparicio, 2002 . Plutonic xenoliths in Deception Island (Antarctica). *Terra Antarctica* , 9: 95-99.

- Risso, C., A., Aparicio, A. Caselli, y R., Ortiz, 1994. Nuevos aspectos petrológicos de la Isla Decepción, Antártica. Publicaciones Cabildo Insular de Lanzarote. Serie Casa de Los Volcanes, 3: 201-215.
- Rogan, W., S., Blake, and I., Smith, 1996. In situ chemical fractionation in thin basaltic lava flows: examples from the Auckland volcanic field, New Zealand, and a general physical model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74:89-99.
- Smellie, J.L., 2001. Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island. South Shetland Island. *Antarctic Science*, Vol. 13 N°2:188-209.
- Smellie JL, López-Martínez J et al. (2002). Text and geological and geomorphological maps. BAS GEOMAP series, Sheets 6-A and 6-B, Scale 1:25 000. In: Smellie JL L-MJ, Thomson JW, Thomson MRA (eds) *Geology and geomorphology of Deception Island*. British Antarctic Survey, Cambridge, 77p. + 3 folded maps.
- Thordarson, T., and Self, S., 1998. The Roza Member, Columbia River Basalt Group: a gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes. *J. Geophys. Res.* 103:27411-27445.
- Verma, S.P., I.S., Torres-Alvarado, and Z.T., Sotelo-Rodríguez, 2002. SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system. *Computers & Geosciences*, 28: 711-715

Recibido: 22-06-2014
Aceptado: 06-11-2014

COMPARACIÓN ENTRE PATRONES DE CIRCULACIÓN ASOCIADOS A EVENTOS DE HELADAS EN LA PAMPA HÚMEDA EN ESCENARIOS CLIMÁTICOS RELATIVOS A LOS EXPERIMENTOS CMIP3 Y CMIP5 DEL MODELO GFDL

COMPARISON BETWEEN CIRCULATION PATTERNS ASSOCIATED TO FROST EVENTS IN THE HUMID PAMPA IN CLIMATIC SETTINGS RELATED WITH THE EXPERIMENTS CMIP3 AND CMIP5 OF THE GFDL MODEL

G. V. Müller⁽¹⁾, C. R. R. Repinaldo⁽¹⁾, D. C. Araneo⁽²⁾ y K. M. Andrade⁽³⁾

- (1) Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICYTTP-CONICET), Diamante, Argentina. E-mail: gabrielamuller@cicytpp.org.ar cintia.rabelo@cicytpp.org.ar
(2) Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Cs. Ambientales (IANIGLA-CONICET), Mendoza, Argentina. E-mail: daraneo@mendoza-conicet.gob.ar
(3) Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC-INPE), Brasil. E-mail: kelen.andrade@cptec.inpe.br

RESUMEN

El propósito de este estudio es investigar los cambios en la circulación atmosférica asociados a eventos de heladas en la Pampa Húmeda (PH) en el clima futuro para los escenarios más críticos proyectados por el modelo acoplado oceano-atmósfera GFDL. Se emplea el modelo GFDL en sus dos versiones (GFDL-CM2 para el CMIP3 y GFDL-CM3 para el CMIP5). Se analiza la capacidad del modelo para simular los cinco eventos extremos más fríos en el clima presente (1961-1990), respecto de los obtenidos en el reanálisis del NCEP/NCAR. Luego se comparan las simulaciones del clima futuro (2081-2100) con las del presente.

En el experimento CMIP3 del clima presente el modelo muestra una mayor penetración de la isoterma de 0°C en 850 hPa, con anomalías de temperatura negativas más intensas que las del NCEP. El anticiclón pos frontal se observa más extendido meridionalmente sobre el continente, con valores de anomalías similares principalmente en la Pampa Húmeda. El gradiente de presión entre la alta y la baja corriente abajo, provoca un flujo de aire frío del sur más intenso en 850 hPa que en el reanálisis, propiciando heladas del tipo advectivas en la región de estudio. En el clima futuro el modelo proyecta una menor incursión de la isoterma de 0°C y con anomalías negativas de temperatura más pequeñas. El máximo del anticiclón en el futuro se localiza más al norte que en el presente, propiciando heladas del tipo radiativas. En el campo de altura, el jet subtropical se presenta más zonal y con intensidades ligeramente mayores que en las simulaciones del clima presente.

Para el experimento CMIP5 en el clima presente el modelo logra simular la incursión de la isoterma de 0°C, pero la anomalía de temperatura es mayor que en el reanálisis. El campo de presión presenta similares características que en el experimento de CMIP3, pero con anomalías más intensas al sur del continente. En el escenario futuro el modelo proyecta la incursión de la isoterma de 0°C, así como la anomalía negativa de temperatura, similares al presente. El anticiclón pos frontal se localiza más al norte, sobrestimando tanto su valor así como su anomalía en la PH. El campo de viento no muestra diferencias respecto del presente.

En suma, comparando los dos experimentos, el de CMIP3 en el futuro muestra importantes cambios respecto al presente, lo que no ocurre en el CMIP5. Esos cambios se ven principalmente en el campo de presión, donde para el CMIP3 (CMIP5) las heladas tipo radiativas (advectivas) serían las favorecidas en la Pampa Húmeda debido a la posición del anticiclón.

Palabras Claves: eventos extremos de temperatura, heladas, escenarios climáticos, modelo GFDL, Pampa Húmeda

ABSTRACT

The purpose of this study is to investigate the change in the atmospheric circulation associated with frost events in the Wet Pampa (WP) in the future climate for the most critical scenarios projected by the GFDL ocean-atmosphere coupled model. Two versions of the GFDL model are used, the GFDL-CM2 for CMIP3 and GFDL-CM3 for CMIP5. We analyze the model capability to simulate the five most extreme cold events in the present climate (1961-1990), with respect to those obtained with the NCEP/NCAR Reanalysis. Then, we compare the future climate simulations (2081-2100) with the model simulation for the present climate.

For the present climate the CMIP3 experiment presents more penetration of the 0°C isotherm in 850 hPa, intensifying the negative temperature anomalies in comparison to the reanalysis. The postfrontal anticyclone is more meridionally extended over the continent, with similar anomalies to those of the reanalysis, mainly over WP. The gradient between the high pressure and the low pressure downwind creates a more intense southerly cold airflow at 850 hPa than the reanalysis, giving place to advective frosts in the studied region. For the future climate, the model projects less penetration of the 0°C isotherm and less intense negative temperature anomalies. The anticyclone maximum is located further north than in the present climate, propitiating radiative frosts. In the upper levels, the subtropical jet shows a more zonally layout and slightly higher intensity than in the present climate simulations.

For the present climate the CMIP5 experiment simulates well the incursion of the 0°C isotherm, although with a more intense temperature anomaly in comparison to the reanalysis. The pressure field presents similar characteristics to those shown in the CMIP3 experiment, but with larger anomalies in the southern part of the continent. For the future scenario, the model projects the 0°C isotherm incursion as well as the negative temperature anomalies similar to the present. The post frontal anticyclone is located further north, overestimating its value and the anomaly over WP. The wind field is similar to the present simulation.

Summarizing the results of both experiments, the future projections with CMIP3 show significant changes with respect to the present, which is not the case with the CMIP5 experiment. These changes are mainly reflected in the pressure field, in which the position of the anticyclone in CMIP3 (CMIP5) would favor radiative (advective) frosts over WP.

Keywords: temperature extreme events, frost, climate scenarios, GFDL model, Wet Pampa

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas ha sido ampliamente discutido el rol de la acción antropogénica sobre cambios sin precedentes en los patrones climáticos de varias regiones del globo, a través de la emisión de gases de efecto invernadero (IPCC, 2007). De acuerdo al último informe del IPCC SREX (Special Report on Extreme Events, 2012), en varias partes del planeta se observa un decrecimiento en el número de días y noches frías, y un aumento en el número de días y noches cálidas. Utilizando datos observados en América del Sur, Skansi et al. (2013) analizaron extremos climáticos mostrando evidencias de un aumento de la temperatura a partir de la mitad del siglo XX en toda Sudamérica. Para ese mismo período en particular en la Pampa Húmeda, fue registrado un decrecimiento en la frecuencia de heladas y una disminución en el período anual con heladas (Fernández Long et al., 2013).

Los modelos numéricos, tanto globales como regionales, son una herramienta fundamental para el estudio del clima futuro. Varios trabajos recientes, asociados a eventos extremos de temperatura, muestran los resultados de proyecciones futuras a partir de modelos globales en la región del sudeste de Sudamérica. Andrade et al. (2012) analizan la frecuencia de la ocurrencia de sistemas frontales en Sudamérica, a partir de los modelos HadCM3 y GFDL-CM2.0, observando que ambos modelos sobrestiman la frecuencia de esos casos en el clima presente y proyectan, para fines de éste siglo, un aumento en la frecuencia de ocurrencia de los sistemas frontales. Cavalcanti et al. (2013) analizan la frecuencia de ocurrencia de las irrupciones de aire frío en áreas frecuentemente afectadas por heladas en el sur de América del Sur. Considerando el escenario A2 del modelo GFDL-CM2 para la proyección futura 2081-2100, los autores concluyen que el modelo sobreestima las incursiones de aire frío en el clima presente e indica una futura reducción del número de casos de dichos eventos, la cual podría ser aun mayor debido a la sobrestimación en el clima presente. Para esa misma región, Müller et al. (2014) estudian la circulación atmosférica en el sudeste de América del Sur asociada a eventos extremos fríos a partir del modelo HadCM3, concluyendo que, a pesar de la intensificación de los campos de viento que advectan aire frío en la región propiciando las heladas advectivas en el futuro, la penetración del aire frío será menor en latitud debido a la condición más cálida proyectada por el modelo para el escenario A2 para fines del siglo actual.

Investigando la capacidad del modelo GFDL en simular los campos atmosféricos asociados a los eventos extremos fríos en la Pampa Húmeda, este trabajo tiene por objetivo detectar futuros cambios simulados en los escenarios climáticos más críticos del modelo GFDL, con relación al clima presente. Para ello se utiliza el modelo GFDL en dos experimentos, con el fin de identificar diferencias y similitudes que permitan evaluar en forma más amplia las proyecciones obtenidas para los eventos extremos fríos. Para alcanzar este objetivo se valida en primer

término el modelo contrastando los campos simulados en el presente con el reanálisis del NCEP/NCAR a fin de evaluar la capacidad del modelo en representar la circulación atmosférica de los eventos extremos más fríos, para luego compararlos con las simulaciones futuras y así poder inferir los cambios proyectados hacia fines de este siglo.

DATOS Y METODOLOGÍA

El área de estudio de 5°lat x 5°lon, ocupa la conocida región de la Pampa Húmeda (33°S-38°S, 65°W-60°W). La temperatura media diaria en el nivel de 850 hPa se promedió arealmente, a partir de lo cual se identificaron todos los días en que la temperatura estuvo por debajo de 0°C durante mayo a septiembre (invierno) para los periodos 1961-1990 y 2081-2100, representando el clima presente y el clima futuro, respectivamente. De ellos, se eligieron los cinco eventos extremos más fríos, criterio que permite identificar las singularidades de los eventos extremos fríos, los que a su vez representan las características físicas de los eventos extremos que queremos estudiar. A partir de dicha selección se compusieron distintas variables meteorológicas, temperatura y su anomalía en 850 hPa, presión al nivel del mar y su anomalía, viento y su magnitud en 850 hPa y 250 hPa. Las anomalías fueron calculadas respecto a la media zonal correspondiente al clima presente y al clima futuro respectivamente entre 33°S-38°S, que corresponde a las latitudes del área de estudio, y estadísticamente testeadas bajo la suposición de que los valores compuestos de temperatura y presión para cada círculo de latitud se encuentran normalmente distribuidos.

Se utilizan las simulaciones del modelo acoplado océano-atmósfera GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) en los experimentos referentes al CMIP3 (versión GFDL-CM2) y CMIP5 (versión GFDL-CM3) (Coupled Model Intercomparison Project phase 3 and 5), según lo descrito por Delworth et al. (2006) y Dunne et al. (2012), respectivamente. Las salidas utilizadas son diarias, con una resolución espacial de 2° de latitud X 2,5° de longitud, disponibles en nomads.gfdl.noaa.gov (GFDL-CM2) y en cmip-pcmdi.llnl.gov (GFDL-CM3). Cabe señalar que el nivel 850 hPa es el más bajo para el cual se dispone de simulaciones de temperatura diaria en la versión GFDL-CM3, razón por la cual este nivel es la referencia para la selección de los eventos en estudio. Por otra parte, los datos derivados del reanálisis del NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research), descrito por Kalnay et al. (1996), son considerados una buena aproximación a un conjunto de datos que representa las observaciones. El reanálisis se toma como referencia para validar el modelo en el clima presente, basados en los resultados de Cavalcanti et al. (2013), quienes demostraron que la temperatura de la versión GFDL-CM2 representa en forma satisfactoria la temperatura observada para la región de la Pampa Húmeda.

Con la finalidad de hacer una evaluación estadística del incremento/disminución de la temperatura para el presente, se calculó el "BIAS" del modelo respecto al reanálisis, así como la diferencia entre la temperatura del clima futuro y la del modelo en el clima presente. En estos cálculos se utiliza la temperatura media areal en el nivel de 850 hPa en el período del invierno.

Por lo tanto, los patrones simulados en el clima presente por el modelo para ambas versiones son contrastados con el reanálisis a fin de validar la capacidad del modelo en simular la circulación atmosférica asociada a los eventos extremos más fríos para cada uno de éstos experimentos. A su vez, dichas simulaciones del siglo XX son comparadas con los escenarios futuros más críticos: A2 y RCP 8.5 del CMIP3 y CMIP5, respectivamente.

RESULTADOS

Reanálisis NCEP/NCAR

Se describen los campos obtenidos a partir de la composición de los cinco eventos más extremos del reanálisis en la región de la Pampa Húmeda. La Figura 1 muestra los campos de temperatura, presión y viento para toda América del Sur. Las temperaturas iguales o menores a 0°C en 850 hPa (Fig. 1a) alcanzan latitudes en torno de los 30°S, es decir al norte de la Pampa Húmeda, donde se observan anomalías negativas de temperatura entre -4°C y -6°C. Esta región de temperaturas más bajas está asociada a un intenso anticiclón pos frontal que ingresa por el sudoeste del continente (Fig. 1b), con importantes anomalías positivas de presión. La Pampa Húmeda se encuentra afectada por un débil viento del sur en 850 hPa (Fig. 1c), por lo que este patrón propicia heladas del tipo advectivas, frecuentes durante el invierno en la región de estudio. Este patrón es el segundo de mayor varianza explicada de acuerdo a la clasificación sinóptica de los patrones asociados a heladas en la Pampa Húmeda, mostrada por Müller et al. (2003) para la región. Por otra parte, en altura se observa que el jet subtropical está posicionado al norte de la región de estudio (Fig. 2d) característico de las irrupciones de aire frío, presentando un núcleo de entre 60 y 70ms⁻¹. La localización del jet, su posición e intensidad, también juegan un importante rol en las heladas de la Pampa Húmeda (Müller et al. (2005), Müller and Ambrizzi (2007), y en particular condiciona la persistencia del fenómeno en dicha región (Müller and Berri, 2007, 2012).

Estos campos servirán de comparación con los respectivos en ambos experimentos del modelo GFDL, para lo cual en primer término se valida el modelo en el clima presente.

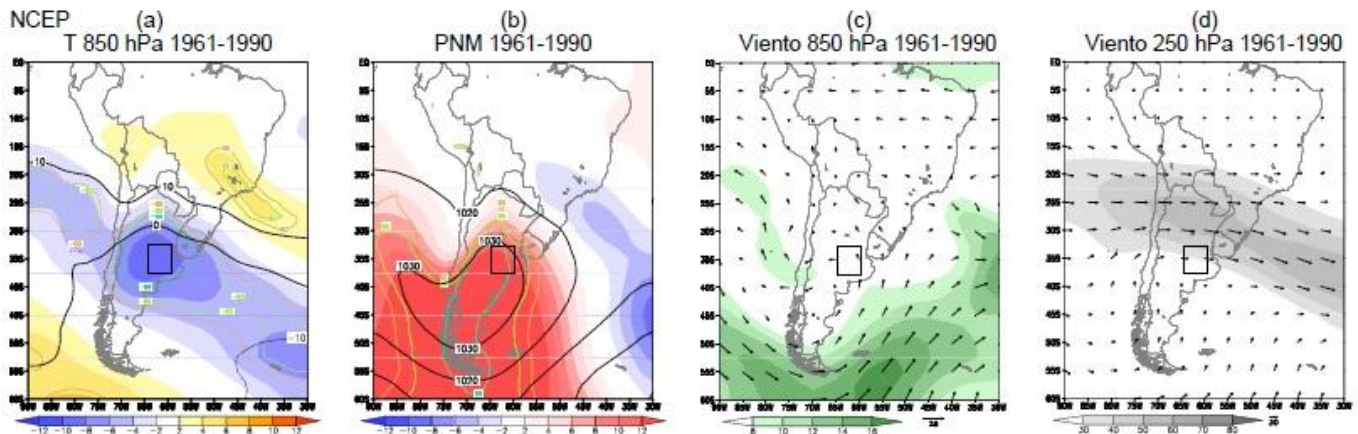


Figura 1: Composición de los eventos más extremos del NCEP/NCAR: Temperatura y su anomalía (°C) (sombreado) en 850 hPa (a), Presión al nivel del mar y su anomalía (hPa) (sombreado) (b), Viento y magnitud (m/s) (sombreado) en 850 hPa (c) y 250 hPa (d). En todos los casos, los valores de anomalías significativas al 90%, 95% y 99% de confianza se encuentran marcados con líneas de color.

Figure1: Composites of the NCEP/NCAR most extreme events: Temperature and anomaly (°C) (shaded) in 850 hPa (a), Sea Level Pressure and anomaly (hPa) (shaded) (b), wind and intensity (m/s) (shaded) in 850 hPa (c) and 250 hPa (d). In all cases, significant anomalies at 90%, 95% and 99% level are also indicated by color lines.

Simulación del modelo: clima presente vs. escenario futuro

Una medida del sesgo en la temperatura media del invierno del modelo está dada por el BIAS, el cual es de $-3,5^{\circ}\text{C}$ para el experimento referente al CMIP3 y de -2°C para el CMIP5, es decir el modelo se muestra “más frío” que el reanálisis, diferencia que disminuye para la versión más reciente del modelo. Por otra parte la diferencia de temperatura media del invierno del modelo en el clima futuro respecto de la del presente es de $2,5$ para el CM2 y de $1,8$ en el CM3. Es decir que en el futuro hay un aumento de la temperatura, siendo menor la proyectada por el experimento del CMIP5.

Las Figuras 2a y 3a para los experimentos CMIP3 y CMIP5 respectivamente, muestran los campos equivalentes a los de la Figura 1, para el clima presente (parte superior) y para el clima futuro (parte inferior). Iniciando el análisis con las simulaciones del CMIP3 se observan temperaturas bajo 0°C incursionando hasta el norte de Argentina (Fig. 2a), superando lo mostrado por la isoterma de 0°C del reanálisis (Fig. 1a). El modelo simula valores superiores de anomalías negativas de temperatura en comparación al reanálisis (Fig. 1a), donde gran parte de la Pampa Húmeda muestra valores anómalos entre -6°C y -10°C . Para el escenario futuro, temperaturas por debajo de 0°C también alcanzan latitudes próximas a los 30°S , pero con una menor penetración respecto al presente y con una considerable disminución en la intensidad de las anomalías negativas de temperatura sobre la Pampa Húmeda. El campo de presión (Fig. 2b) simulado por el modelo muestra un anticiclón más estrecho y por ende confinado al continente, con anomalías anticiclónicas más intensas, comparado con el reanálisis (Fig. 1b). Corriente abajo del anticiclón pos frontal, se observa una anomalía negativa de presión, determinando un gradiente a lo largo de la costa del sur del continente. Este patrón con anomalía anticiclónica sobre el continente y ciclónica en el Atlántico sur, es el típico asociado a eventos de heladas en el área de estudio, según mostrara Müller et al. (2003) en una clasificación sinóptica asociada a la ocurrencia de heladas en la Pampa Húmeda. Esta configuración es diferente para el escenario futuro, donde el anticiclón se presenta más al norte, con su centro de máxima presión afectando casi la totalidad de la Pampa Húmeda, pero con anomalías menos intensas respecto al clima presente. En las simulaciones de viento en 850 hPa (Fig. 2c) en el clima presente, el modelo se muestra distinto al reanálisis (Fig. 1c), con vientos del sur/sudoeste sobre la Pampa Húmeda, debido al gradiente anómalo entre el anticiclón pos frontal sobre el continente y la vaguada en el Atlántico sur, provocando un flujo meridional que propicia heladas del tipo advectivas sobre la región. Para el futuro, no se observa dicha configuración, por el contrario el viento en la región de estudio es prácticamente nulo, favoreciendo heladas tipo radiativas asociadas al anticiclón observado en la región de la Pampa Húmeda (Fig. 2b). También este patrón es típico en la región y de hecho es el que mayor varianza explica según demostrara Müller et al. (2003). El modelo simula bien la posición del jet en niveles altos (Fig. 2d), con la vaguada ligeramente más profunda en 250 hPa y

con un debilitamiento en el flujo con relación al reanálisis (Fig. 2d). En la proyección futura el jet aparece más zonal, y el flujo se proyecta con magnitudes más intensas que en las simulaciones del clima presente.

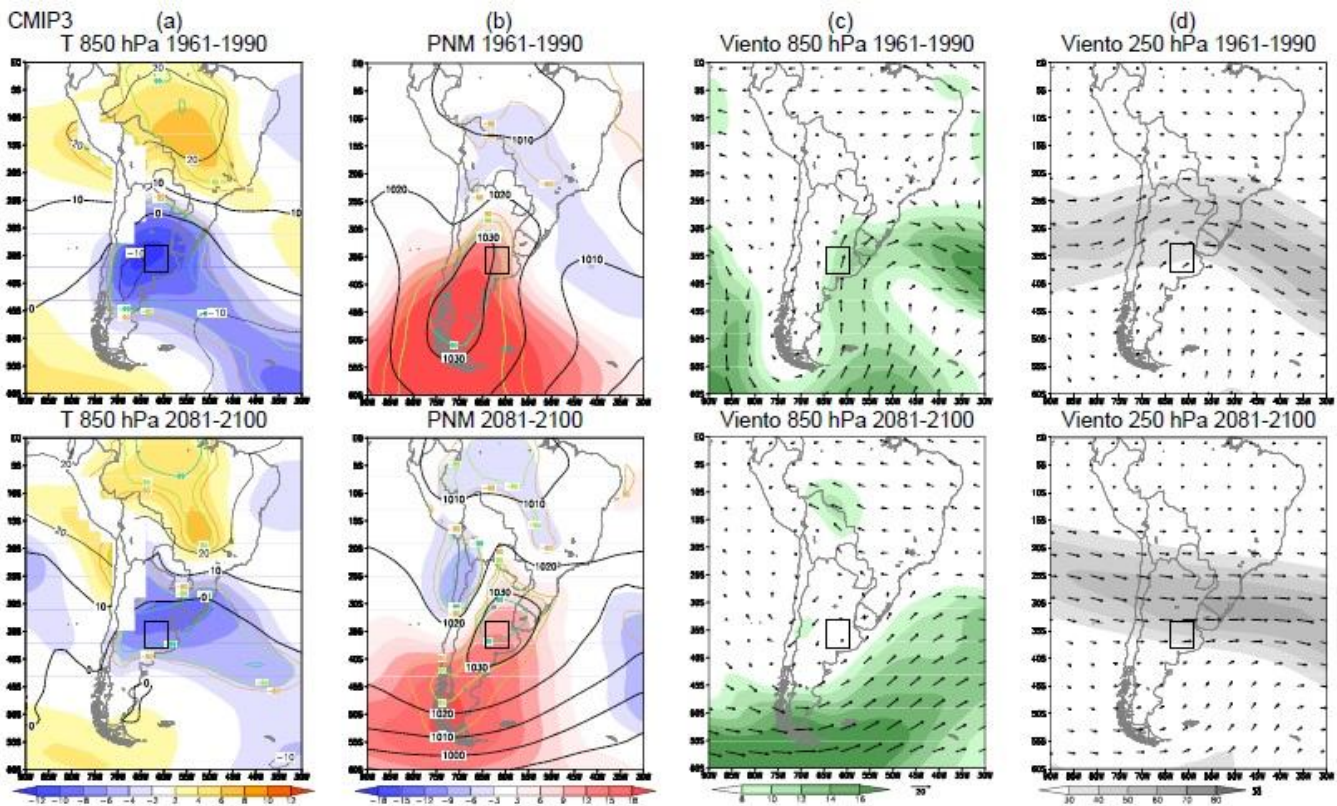


Figura 2: Idem Figura 1 pero para el clima presente (superior) y futuro (inferior) del proyecto CMIP3.
Figure 2: Idem Figure 1 but for present climate (superior) and future climate (inferior) of the CMIP3 experiment.

En el experimento del CMIP5 para el clima presente, el modelo muestra la incursión de la isoterma de 0°C similar al reanálisis (Fig. 1), pero con anomalías negativas de temperatura más intensas sobre la región de estudio (Fig. 3a). Para el futuro la isoterma de 0°C alcanza latitudes similares a lo observado en el presente, con anomalías negativas de temperatura del mismo orden. En la Figura 3b se puede ver el campo de presión simulado por el modelo que muestra la alta presión más estrecha y por ende confinada al continente, comparando con el reanálisis (Fig. 1b), similares características a lo mostrado en el experimento de CMIP3, pero con anomalías más intensas al sur del continente. Para el futuro se proyecta un avance del anticiclón pos frontal hacia latitudes más bajas, con anomalías más intensas que las simuladas en el presente en la Pampa Húmeda. Se observa un flujo atmosférico del sur sobre la región estudiada tanto en el presente como en el futuro (Fig. 3c) incluso mayor al mostrado por el reanálisis (Fig. 1c). El flujo del sur juega un importante rol en la ocurrencia de heladas en la región de la Pampa Húmeda propiciando heladas de tipo advectivas (Müller and Berri, 2007, 2012), producto del gradiente de presión que se establece entre la alta presión en el continente y la baja en el Atlántico sur como se aprecia en la Figura 3b. Tanto para el clima presente como para el futuro la extensión latitudinal del jet subtropical es mayor (Fig. 3d), pero con velocidades de flujo similares al respectivo del reanálisis (Fig. 3d).

Es interesante comparar los resultados aquí discutidos con los obtenidos a partir del modelo HadCM3 por Müller et al. (2014), en particular para la región de la Pampa Húmeda. Si bien ambos simulan condiciones similares, se destaca que pueden existir diferencias basadas en que son herramientas distintas. El modelo HadCM3 logra capturar las características generales de los campos de circulación al sur de Sudamérica en el clima presente comparado con el reanálisis, tal como aquí se observa para el modelo GFDL. En el clima futuro correspondiente a la simulación del modelo HadCM3 para el escenario A2, las anomalías negativas de temperatura siguen siendo del mismo orden que las simuladas en el clima presente con una intensificación del viento del sur producto del mayor gradiente anómalo de presión en 850 hPa. Es decir que las proyecciones del HadCM3 guardan similitud con los aquí mostrados por las del experimento CMIP5.

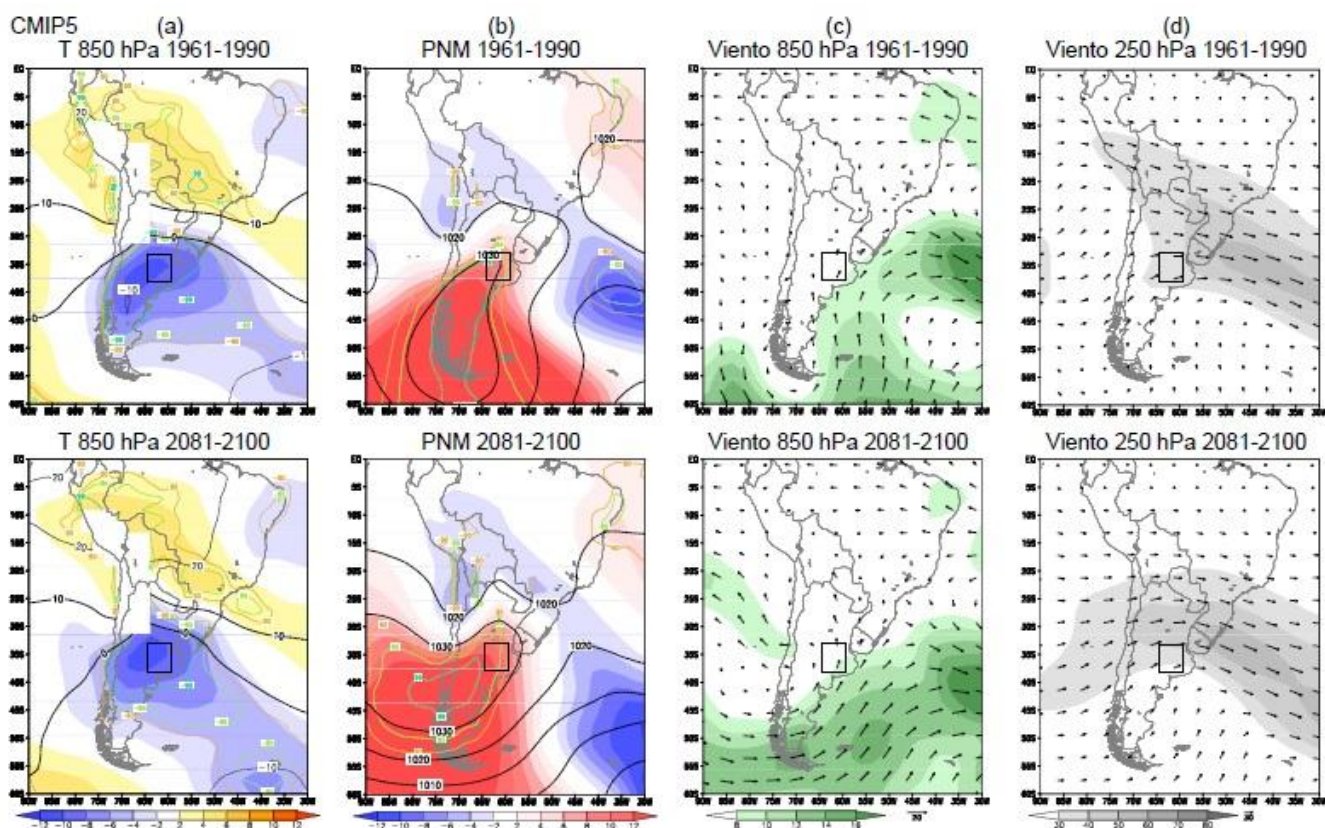


Figura 3: Idem Figura 1 pero para el clima presente (superior) y futuro (inferior) del proyecto CMIP5.
Figure 3: Idem Figure 1 but for present climate (superior) and future climate (inferior) of the CMIP5 experiment.

CONCLUSIONES

Con el objetivo de identificar cambios futuros en los campos de circulación atmosférica asociados a los eventos extremos fríos que afectan la Pampa Húmeda, se consideraron dos experimentos del modelo GFDL en los escenarios climáticos más críticos proyectados para fines de este siglo. En primer término se valida la capacidad del modelo en simular la circulación del clima presente asociada a los cinco eventos extremos más fríos en los experimentos CMIP3 y CMIP5 respecto a la circulación de los cinco eventos extremos más fríos del reanálisis NCEP/NCAR, para luego comparar los resultados del modelo del clima presente con el futuro. El modelo GFDL es un modelo frío respecto a los valores de referencia del reanálisis en ambas versiones, dado que su BIAS es negativo. Como es de esperar que el modelo mantenga su BIAS en el futuro (es decir mantenga su sesgo negativo respecto al clima de referencia futuro), la temperatura esperada será aún mayor, aunque menor para el escenario RCP8.5 en relación al escenario A2.

Al comparar el campo de temperatura del reanálisis con el modelo se observa claramente que GFDL es un modelo que sobrestima las temperaturas, lo que se corrobora al observar los valores de temperatura mínima tanto para el experimento referente al CMIP3 como para el CMIP5, aunque en el CMIP5 es aún más significativo. Esto también se observa para el campo de presión, pero no así en la región de la Pampa Húmeda donde las anomalías no difieren respecto al reanálisis. Sin embargo la configuración del campo de presión no cambia mucho entre el obtenido para el reanálisis y el modelo en ambos experimentos, aunque existen algunas diferencias que se reflejan claramente en el campo de viento de 850 hPa. La consecuencia de ello es que el modelo GFDL refleja un flujo de aire frío dominante del sur en la región de estudio que hace que las temperaturas sean menores respecto del reanálisis, como se mencionara antes. En cambio, el experimento referente al CMIP3 en el futuro muestra cambios respecto al presente, lo que no ocurre en el CMIP5. Ese cambio aparece en la configuración del campo de presión, donde por la localización del anticiclón, las heladas tipo radiativas serían las favorecidas en la Pampa Húmeda, a diferencia de las heladas advectivas que el aire frío del sur propiciaría en el escenario del CMIP5.

Los patrones reflejados en el clima futuro de cada experimento, son aquellos que representan a los campos con mayor varianza explicada, según demostrara Müller et al. (2003) en la clasificación sinóptica de las heladas en la Pampa Húmeda. Las heladas de tipo radiativas y advectivas son la respuesta a situaciones sinópticas características en la región, y por consiguiente, la dominancia de un patrón sobre el otro, como se muestra en

cada uno de los experimentos del GFDL, no representaría cambios en el futuro en lo que se refiere a patrones de circulación asociados a heladas en la Pampa Húmeda. Sin embargo este aspecto necesita un mayor análisis en futuros trabajos, enfocados al estudio sinóptico de las heladas en la Pampa Húmeda a partir de simulaciones numéricas.

Agradecimientos: Al proyecto PICT-PRH 0023 por el apoyo financiero.

REFERENCIAS

- Andrade, K.M., G.V. Müller, I. Cavalcanti, M.E. Fernandez-Long, M. Bidegain, e G.J. Berri, 2012. Avaliação de mudanças na frequência de sistemas frontais sobre o Sul da América do Sul em projeções do clima futuro. *Meteorológica*, 37, 1, 15-26. <http://www.cenamet.org.ar/archivos/Vol37-Nro1-2012.pdf>.
- Cavalcanti I.F.A., G.V. Müller, K. Andrade, and M.E.F. Long, 2013. Cold air intrusions over southeastern South America - GFDL model behavior regarding climate simulations in the 20th century and future projections. *Global and Planetary Change*, 111, 31-42. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.08.006
- Delworth, T.L., et al. 2006. GFDL's CM2 global coupled climate models-Part 1: Formulation and simulation characteristics, *J. Clim.*, 19, 643–674.
- Dunne, John P., et al., 2012. GFDL's ESM2 Global Coupled Climate–Carbon Earth System Models. Part I: Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics. *J. Climate*, 25, 6646–6665. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00560.1>.
- Fernández-Long M.E., G.V. Müller, A. Beltrán-Przekurat, and O. Scarpati, 2013. Long- and short- term changes in temperature-based agroclimatic indices in Argentina. *International Journal of Climatology*, 33, 7, 1673–1686.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Sasha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowlak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jeene, and D. Joseph, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 77, 437-471.
- Müller, G.V., R. Compagnucci, M.N. Nuñez, and A. Salles, 2003. Spatial analysis of surface circulation associated to frosts in the wet Pampas. *International Journal of Climatology*, United Kingdom, 23, 943-961.
- Müller, G.V., T. Ambrizzi, and M.N. Nuñez, 2005. Mean Atmospheric Circulation leading to Generalized Frosts in Central Southern South America. *Theoretical and Applied Climatology*, Austria, 82, 95-112.
- Müller, G.V. and T. Ambrizzi, 2007. Teleconnection Patterns and Rossby Wave Propagation Associated to Generalized Frosts over Southern South America. *Climate Dynamics*, 29, 633-645. DOI 10.1007/s00382-007-0253-x.
- Müller, G.V. and G.J. Berri, 2007. Atmospheric Circulation Associated with Persistent Generalized Frosts in Central-Southern South America. *Monthly Weather Review*, 135, 4, 1268–1289.
- Müller, G.V. and G.J. Berri, 2012. Atmospheric Circulation Associated with Extreme Generalized Frosts Persistence in Central-Southern South America. *Climate Dynamics*, 38 (5-6), 837-857. DOI: 10.1007/s00382-011-1113-2.
- Müller, G.V., C.R.R. Repinaldo, K.M. Andrade, Cavalcanti I.F.A., 2014. Proyecciones futuras asociada a los eventos extremos frios en el sudeste de Sudamérica sobre la perspectiva del modelo hadcm3. *Meteorológica* (en revisión).
- Skansi, M.L.; M. Brunet, J. Sigró, E. Aguilar, J.A.A. Groening, O.J. Bentancur, C.Y.R. Geier, R.L.C. Amaya, H. Jácome, A.M. Ramos, C.O. Rojas, A.M. Pastén, S.S. Mitro, C.V. Jiménez, R. Martínez, L.V. Alexander, and P.D. Jones, 2013. Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global and Planetary Change*, 100, 295–307.

Recibido: 29-05-2014

Aceptado: 01-11-2014

MORFOSEDIMENTOLOGÍA DEL FONDO MARINO EN EL SECTOR DE ENTRADA AL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA, ARGENTINA

SEAFLOOR MORPHOSEDIMENTOLOGY IN THE ENTRANCE SECTOR OF BAHÍA BLANCA ESTUARY, ARGENTINA

Salvador Aliotta^{1,2}, Jorge Osvaldo Spagnuolo^{1,2}, Silvia Susana Ginsberg^{1,2,3} y Marta Minor-Salvatierra^{1,2}

¹. Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET-UNS). Camino La Carrindanga, Km 7, C.C. 804 (8000), Bahía Blanca, Argentina.

². Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670 (8000), Bahía Blanca, Argentina.

³. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica Nacional, FRBB, 11 de Abril 461, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

RESUMEN

En el amplio sistema estuarial de Bahía Blanca (provincia de Buenos Aires) existen sectores carentes de un conocimiento integral de las características morfosedimentológicas submarinas. Dentro de este contexto, en el presente trabajo se estudia el fondo marino a lo largo de la costa norte ubicada en el sector de entrada del Canal Principal del estuario de Bahía Blanca. Se realizaron relevamientos acústicos (ecosonda y sonar lateral) y muestreos de sedimentos de la superficie del fondo. Se determinó la presencia de geoformas depositacionales y erosivas. Entre las de carácter acrecional se han establecido diferentes tipos de dunas y lineaciones arenosas (*sand ribbons*). Entre los rasgos generados por erosión se encuentran escarpas, relativamente continuas e irregulares y afloramientos rocosos aislados. Asimismo, también se diferencian fondos de sedimentos cohesivos, tanto masivos como estratificados. Como formas antrópicas se distinguen surcos de dragado y la presencia de cañerías de oleoductos y restos metálicos. El análisis de las geoformas y los sedimentos permitió establecer que en el sector este de la franja costera estudiada, prevalece un transporte sedimentario como carga de fondo hacia la Plataforma Continental, mientras que en aguas someras del sector oeste, existe una marcada deriva de sedimentos hacia el interior del estuario. La conjunción de datos morfológicos y sedimentológicos permitió ampliar la caracterización de dos paleoniveles costeros, indicativos de períodos de estabilización del nivel del mar durante el último proceso transgresivo.

Palabras Claves: Formas de Fondo, Sedimentos, Paleocostas, Holoceno.

ABSTRACT

In the large Bahía Blanca estuarine system (province of Buenos Aires) there are sectors without a comprehensive assessment of submarine morpho-sedimentological features. Within this context, in this paper the seabed along the north coast of the entrance to the Principal channel of the estuary is studied. Acoustic surveys (echo sounder and side scan sonar) and sediments sampling were performed. The presence of depositional and erosional geoforms was determined. Among those of accretional nature have been established different types of dunes and sand ribbons. The erosive forms are scarps, relatively continuous and irregular, and rocky isolated outcrops. Also, seabed cohesive sediments, both massive and stratified, were differentiated. As anthropogenic forms furrows dredging and the presence of pipes for oil and metal debris were distinguished. The analysis of geoforms and sediments determined that in the east sector of the coastal strip studied prevails sediment transport as bedload towards the Continental Shelf, while in shallow waters of the western sector, there is a marked littoral drift towards the inside of estuary. The conjunction of morphological and sedimentological data allowed to extend the characterization of two ancient coastal levels, indicative of stabilization periods of sea level during the last transgressive process.

Keywords: Bedforms, Sediments, Paleocoasts, Holocene.

INTRODUCCIÓN

Cuando se trata de reconocer e interpretar la evolución de un litoral, las condiciones paleogeográficas, geomorfológicas, sedimentológicas y la dinámica marina resultan las principales variables o factores que determinaron los diversos sistemas ambientales, que hoy en día conforman amplias regiones costeras y sus respectivas zonas marinas adyacentes.

Estos ambientes, pueden considerarse como mosaicos integrados por diversos elementos geológicos interrelacionados. Muchos de ellos, son el resultado de eventos contemporáneos, mientras que otros han quedado como vestigios de períodos pasados, cuando el clima y las condiciones oceánicas fueron diferentes a las actuales.

El objetivo del presente estudio es ampliar el grado de conocimiento de las características geológicas del fondo marino del tramo más externo del canal Principal del estuario de Bahía Blanca (Argentina), particularmente el sector que comprende el flanco norte del mencionado canal. Asimismo, a través de la conjunción de evidencias morfológicas y sedimentológicas, se busca analizar y definir las condiciones hidrosedimentológicas prevalecientes.

MARCO AMBIENTAL Y ANTECEDENTES

El estuario de Bahía Blanca, ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires (Argentina), conforma una costa plana que presenta un sistema de canales de marea interconectados de distintas dimensiones (Ginsberg, 1991; Vecchi et al., 2008; Giagante et al., 2011). Su Canal Principal, es la vía de navegación que conecta importantes localidades como Punta Alta y Bahía Blanca, como así también vincula, a nivel internacional, un gran complejo portuario y un polo petroquímico. El canal Principal posee un largo aproximado de 65 km y una profundidad media de 10 m, la cual es mantenida por continuas tareas de dragado.

El sector marino estudiado se localiza sobre el margen atlántico sudoeste de la provincia de Buenos Aires y se extiende sobre el veril norte del Canal Principal, entre Puerto Rosales y Baliza Chica (Fig.1).

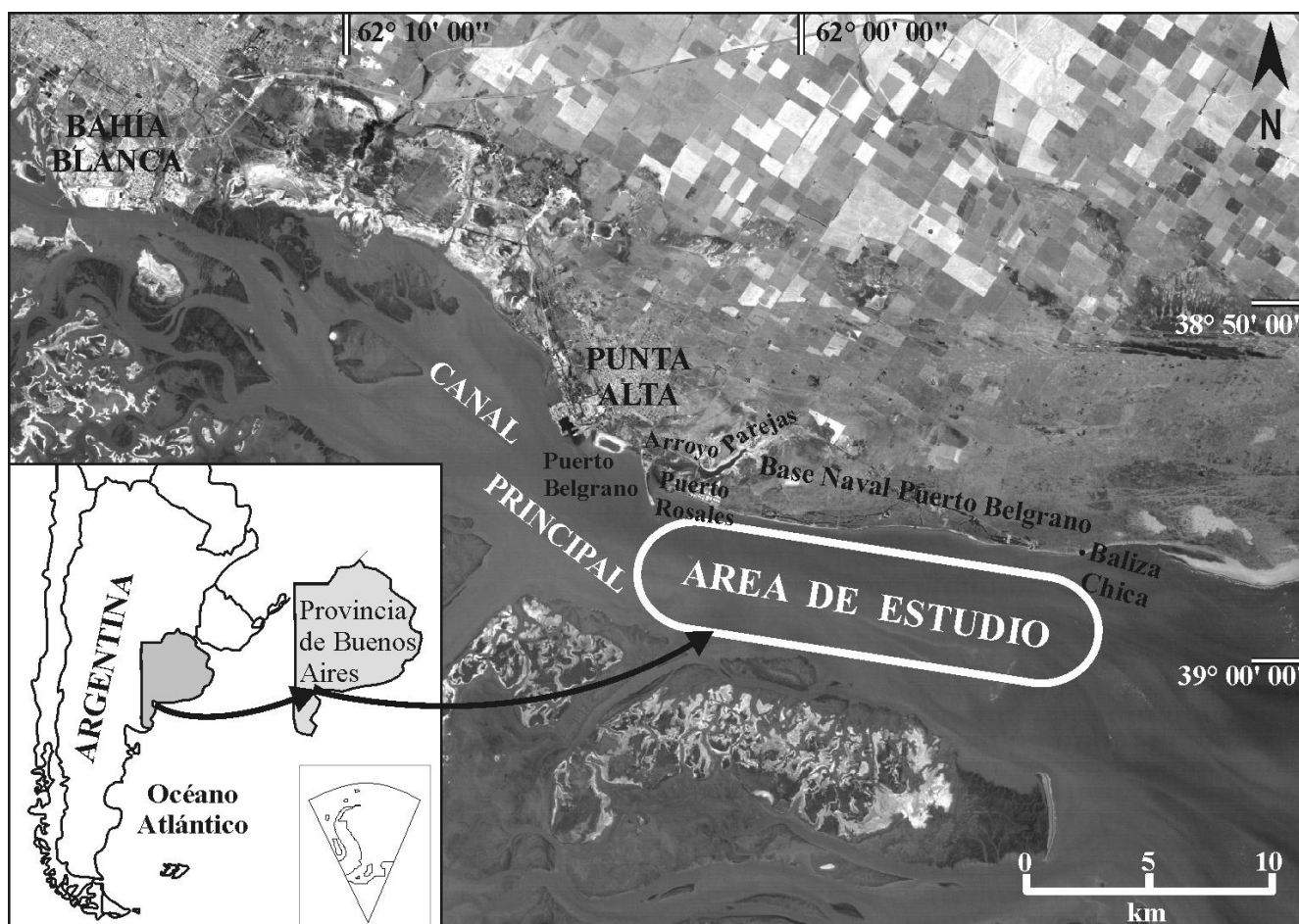


Figura 1. Área de estudio, estuario de Bahía Blanca (Argentina).
Figure 1. Study area, Bahía Blanca Estuary (Argentina).

A nivel mundial, se reconoce que durante gran parte del Cuaternario, el mar estuvo por debajo de su nivel actual (Fairbridge, 1961; Shackleton, 1987; Pirazzoli, 1991; Trenhaile, 1997). Por otro lado, diversos estudios analizan la evolución de dicho nivel (Mitchum et al., 1977; Pirazzoli, 1977; Zazo et al., 1996; Karisiddaiah et al., 2002). De manera más localizada, en la costa atlántica de América del Sur son varios los trabajos referidos a cambios del nivel del mar y evolución costera (Corrêa, 1996; Isla, 1998; Cavallotto et al., 2004; Aliotta et al., 1999; 2003; Violante y Parker, 2004; entre otros). Desde un enfoque más puntual, los fondos someros del estuario de Bahía Blanca, presentan una morfosedimentología que es la resultante del último proceso transgresivo-regresivo ocurrido durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Aliotta y Farinati, 1990; Aliotta et al., 1991; 1992; 1996; 2013; 2014; Lizasoain y Aliotta, 1995; Spagnuolo, 2005). Además, estos fondos, se ven en gran parte afectados por las condiciones hidrodinámicas actuales (Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo, 1987; Ginsberg, 1991; Cuadrado et al., 2003; Spagnuolo, 2005). Particularmente, el canal Principal se presenta parcialmente cubierto por arena y fango con características morfológicas dependientes del efecto de las olas y de las corrientes de marea. La circulación de corrientes en el canal está regida por una onda de marea semidiurna con un rango medio en Puerto Belgrano de 3,00 m (Serman, 1985). Estudios previos en diferentes sectores del Canal Principal, establecen que está fuertemente dominado por las corrientes de bajante (Aliotta y Perillo, 1987; Cuadrado et al., 2003; Vecchi et al., 2008), las cuales determinan un importante transporte de sedimento arenoso como carga de fondo hacia la Plataforma Continental Argentina (Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo 1987; Ginsberg, 1991; Cuadrado et al., 2003; Vecchi et al., 2008; Giagante et al., 2011; Minor-Salvatierra et al., 2011; 2012). Estas corrientes, de carácter reversible, alcanzan en el estuario un valor máximo en superficie de 1,40 m/s durante el reflujó y 0,80 m/s en condiciones de flujo (Píccolo et al., 1987). En particular, para el sector en estudio, mediciones de corrientes realizadas con ADCP por Ginsberg et al. (2012) determinaron velocidades máximas de corriente de sicigia de 1,05 m/s y 1,30 m/s para flujo y reflujó respectivamente.

Los vientos más frecuentes en el área de estudio provienen del cuadrante noroeste, seguidos por los procedentes del sudeste. La ocurrencia circunstancial de vientos fuertes se da durante casi todo el año (Campo et al., 2011). En este contexto, el clima medio de olas, determinado por los vientos locales, se define como de energía moderada (Nedeco-Arconsult, 1983).

Considerando el enmarque geológico, por debajo del fondo marino, el sustrato rocoso está integrado por limo-arenoso calcáreo con variaciones a arcilloso, compacto, correspondiente a la Formación Pampiano de edad Plioceno-Pleistoceno (Fidalgo et al., 1973; Farinati, 1983; Aliotta et al., 2009). A un nivel más profundo, continúa limolita arenosa con elevada compactación, a veces cementada con carbonato de calcio, de edad Terciario superior, asignable a la Formación Arroyo Chasicó (Pascual, 1961). La presencia de esta unidad en el estuario de Bahía Blanca fue establecida por Aliotta y Perillo (1990) en afloramientos del fondo del canal Principal. Por su parte, Ginsberg (1991), la encuentra en asomos dispersos en algunos canales de marea de menor magnitud. La mencionada formación, conjuntamente con la Formación Pampiano, más conspicua en niveles someros, constituye un basamento rocoso de suave pendiente y amplia distribución regional sobre el que se depositó fango y arena de origen fluvial-estuarial (Aliotta y Farinati, 1990; Spagnuolo, 2005; Aliotta et al., 1992; 1996; 2001; 2013; 2014).

METODOLOGÍA

Las características batimétricas y morfológicas del área fueron determinadas mediante sonda analógica-digital de 200 kHz y sonar de barrido lateral (SONARLINK SEAMAP) con *Tow Fish* EG & G 272 (100 kHz), empleándose un rango de barrido de 100 m a ambos lados del transductor.

Conjuntamente con la registraci3n acústica, se extrajeron muestras de sedimento de la superficie del fondo marino por medio de un equipo de diseño propio (Aliotta et al., 1997) y, en aquellos fondos constituidos por material cohesivo-compacto, mediante una rastra de boca metálica. Las posiciones, tanto de la registraci3n como de los muestreos, se georreferenciaron en tiempo real por medio de un DGPS. La toma de muestras se racionalizó sobre la base del reconocimiento morfológico con la finalidad de obtener informaci3n sedimentológica representativa de cada tipo de geoforma determinada. De este modo, se extrajeron 18 muestras puntuales distribuidas a lo largo del sector de estudio y 2 rastros de fondo. Para el análisis granulométrico, se siguió la metodología estándar de Folk (1974). Así, se tamizó la arena y la grava fina y se procedió al pipeteado de la fracci3n inferior a 62 micrones. La fracci3n de grava gruesa se midió con calibre y su litología se estableció mediante observaci3n con lupa. El tratamiento estadístico textural de las muestras sedimentarias se realizó a través del Programa GRANUS (Perillo et al., 1985).

RESULTADOS

Morfología del fondo

Las profundidades relevadas en el tramo de canal estudiado, varían desde 4 m hasta 20 m. El fondo marino, cuya alineación de isobatas señala una orientación general noroeste-sureste (Fig. 2), presenta en su porción occidental, una pendiente promedio variable entre 2,2 % y 1,5 %; mientras que en su sección oriental, el declive se suaviza con valores de gradiente que descienden hasta el 0,8 %. Sedimentológicamente, los fondos pueden clasificarse como integrados por fango arenoso con presencia en algunos sectores de afloramientos rocosos.

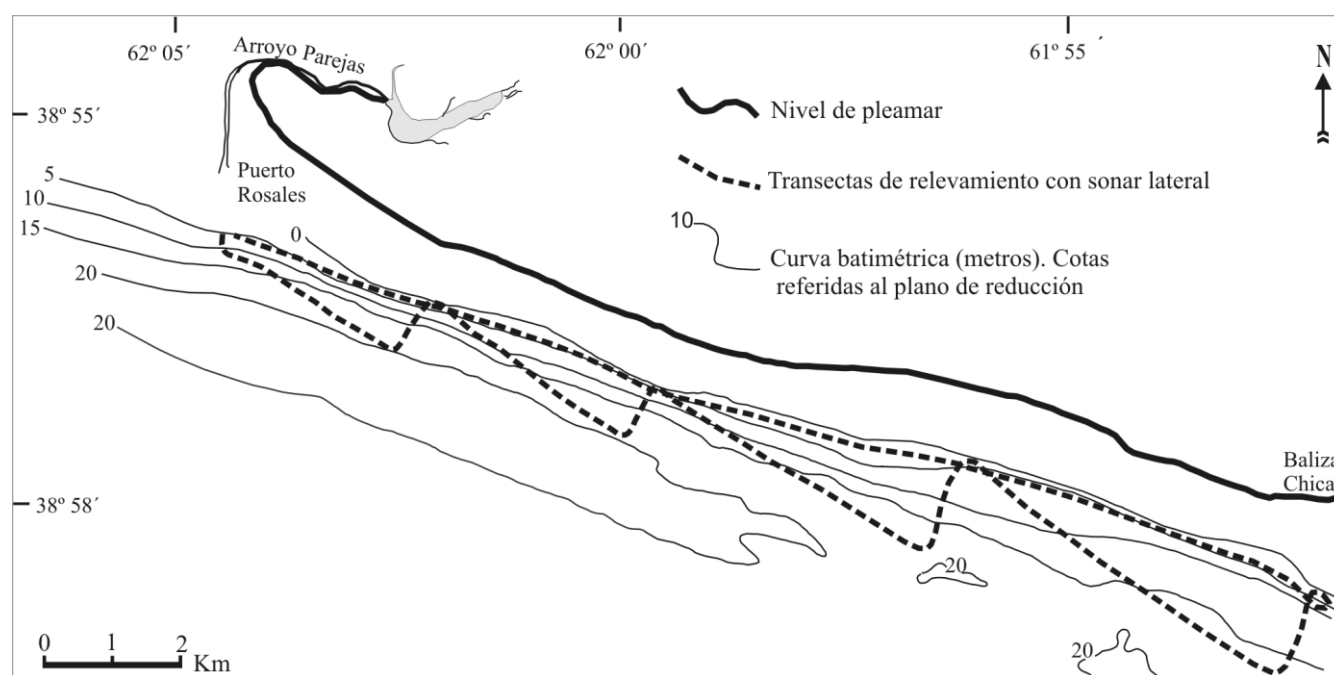


Figura 2. Batimetría y relevamiento con sonar de barrido lateral.
Figure 2. Bathymetry and Side Scan Sonar survey.

De acuerdo al análisis morfológico se reconocieron formas depositacionales y formas erosivas. Asimismo, dentro de los rasgos del fondo determinados con sonar lateral se señalan algunas marcas antrópicas. El compendio de los rasgos morfológicos de fondo determinados en el área de estudio se esquematiza en la Figura 3.

Formas depositacionales. Entre las formas de fondo, y siguiendo la clasificación de Ashley (1990), se destacan dunas grandes a muy grandes. El sector con mayor desarrollo de estas unidades morfológicas se ubica en la zona oriental de estudio, a profundidades superiores a los 15 m (Fig. 3). Ocupan una extensión próxima a los 2 km y se desarrollan con una altura (H) entre 1,5 m y 2,5 m y longitud de onda (L) que varía de 100 m a 200 m, rasgos evidenciados en el sonograma de la Figura 4a. Estas dunas, con rampa y talud bien definidos, manifiestan una asimetría pronunciada en el sentido del refluo. Sus crestas aparecen levemente arqueadas y sinusoidales. Si bien las mismas no son absolutamente paralelas entre sí, en general se disponen aproximadamente transversales al eje del canal Principal.

Un segundo sector con dunas grandes se encuentra en proximidades del acceso al canal de Puerto Rosales a profundidades levemente inferiores a los 15 m (Fig. 3). Sus características señalan H desde 0.7 m hasta 2 m y L de 50 m a 200 m. También en este caso, las asimetrías de estas estructuras determinan su dependencia con las corrientes de bajante. Sus crestas presentan cierto grado de arqueamiento y conforman un ángulo azimutal promedio de 30° norte. Los espacios entre las grandes dunas evidencian un lecho marino plano, en su mayor parte cubierto por una delgada capa de arena puesta de manifiesto por una nítida respuesta acústica en el sonograma. En muchos casos, las grandes ondas de arena, exhiben superpuestas sobre sus rampas, dunas pequeñas o medianas, simétricas, entrecruzadas o asimétricas.

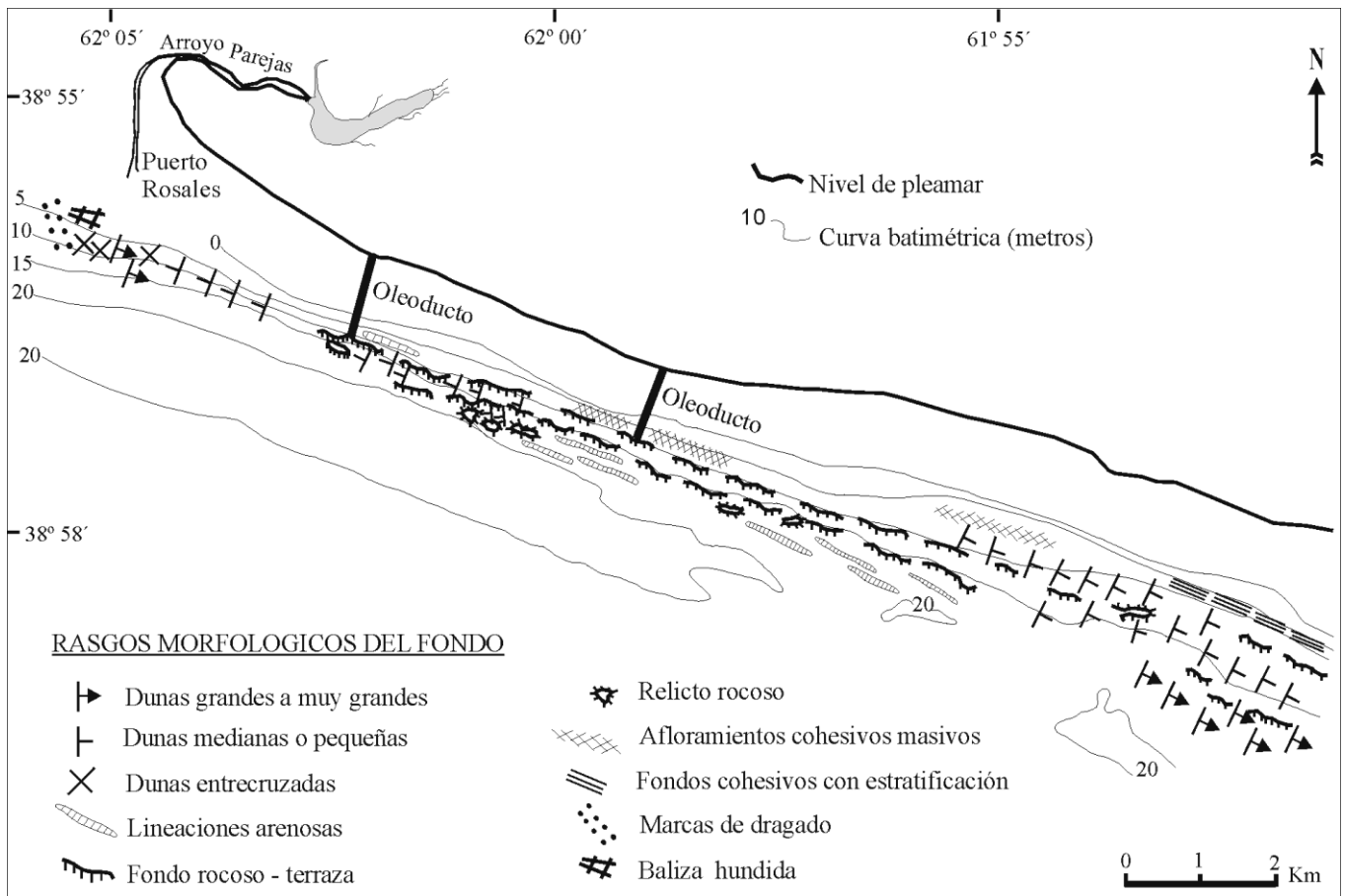


Figura 3. Distribución de los rasgos del fondo marino.
Figure 3. Distribution of seabed features.

Las zonas donde se presentan dunas medianas, se ubican en ambos extremos del área de estudio (Fig. 3). Se pudo determinar que las mismas muestran características similares a las descritas por Ginsberg et al. (2001) al oeste de Puerto Rosales, si bien en ese caso aparecen a profundidades mayores. Las ubicadas en el extremo oriental de la zona de estudio, suelen presentarse solas o combinadas con dunas grandes. Se distinguen por sus dimensiones, con H de 0,20 m a 0,50 m y L de 2 m a 10 m (Fig. 4b). En todos los casos, el alineamiento de sus crestas es casi perpendicular al eje del canal, con ángulos azimutales entre 140° y 160° N, lo que les confiere inclinación en el sentido norte-noroeste a sur-sureste. En general, manifiestan configuraciones lineales a ligeramente sinuosas y en algunos casos desarrollan bifurcaciones. Sus perfiles topográficos son asimétricos según el reflujó.

Al este de Puerto Rosales, mayoritariamente a profundidades entre 5 y 10 m, se presenta un fondo predominantemente cubierto por dunas medianas a pequeñas (H: 0,20-0,30 m y L: 4-7 m). Sus alturas y longitudes de onda crecen en dirección al mencionado puerto hasta alcanzar una H de 0,30-0,50 m y una L de 7-13 m. Asimismo, en la zona centro-oeste del sector estudiado y distribuidas en forma saltuaria, se presentan dunas pequeñas a medianas que cubren parcialmente a fondos rocosos (Fig. 4c). Estas acumulaciones, que se desarrollan sobre una muy delgada capa de sedimento, exhiben sus crestas transversales al canal. En este tramo del fondo, las dunas son fundamentalmente simétricas. Asimismo, sus características exhiben H inferiores a los 0,50 m y L desde 3 m a 12 m.

Un rasgo destacable del sector, es la presencia de dunas medianas de tipo entrecruzadas cuyos trenes de onda configuran una angularidad promedio de 20° norte y 45° norte respectivamente. Se ubican frente a la desembocadura del canal de acceso a Puerto Rosales (Fig. 4d).

Otro tipo de fondo con carácter acrecional, lo configuran las lineaciones sedimentarias apreciables en el sonograma de la Figura 4e que por sus particularidades geométricas y genéticas se encuadran dentro de las unidades morfológicas definidas por Kenyon (1970) como *sand ribbons* (lineaciones arenosas). Se caracterizan por presentar desarrollos longitudinales superiores a los 200 m, pequeños espaciamientos entre ellas, del orden de 10-15 m y sus alturas son menores a 1 m. Se ubican en el tramo central del área (Fig. 3). Estas lineaciones sedimentarias, constituidas por arena de fina a gruesa, se desarrollan a profundidades siempre superiores a los 15 m. Las de mayores granulometrías se ubican en las zonas más profundas, especialmente en las adyacencias de los afloramientos rocosos del fondo.

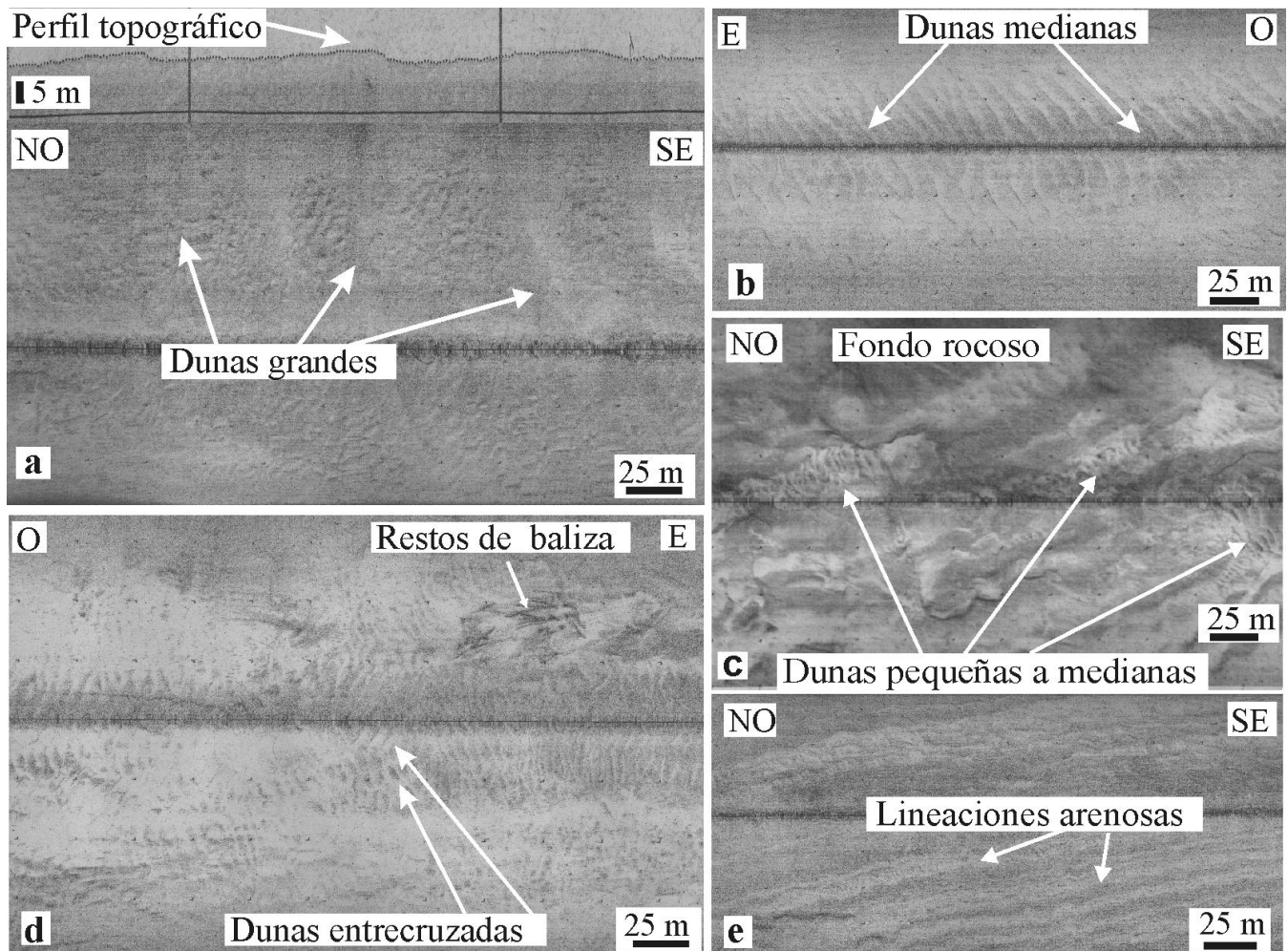


Figura 4. Registros de sonar lateral. a. Dunas grandes a muy grandes. b. Dunas medianas. c. Fondo rocoso con terrazas cubierto parcialmente por dunas pequeñas a medianas. d. Dunas entrecruzadas. e. Lineaciones arenosas.

Figure 4. Side Scan Sonar records. a. Large to very large dunes. b. Seabed with medium dunes. c. Rocky bottom with terraces partially covered by small to medium dunes. d. Dunes crisscrossed. e. Sand ribbons.

Formas Erosivas. El relevamiento con sonar lateral señala la presencia de importantes escarpas o desniveles como parte destacada de la topografía del fondo marino, que al estar labrado sobre fondos rocosos o duros, genera resaltos mesetiformes y relictos remanentes de hasta 4 m de altura. En el área de estudio, la existencia de dos niveles escarpados fue mencionada oportunamente por Aliotta (1987). Los fondos rocosos, se manifiestan con cierto grado de continuidad entre los 12 y 18 m de profundidad, especialmente en el sector centro-oriental del área analizada (Fig. 3). Se observaron, coincidentemente con lo establecido por Aliotta (1987) y Aliotta y Perillo (1990), dos escalones que se revelan en los sonogramas como un fondo duro, de fuerte impedancia acústica y carácter muy reflectivo. Presentan resaltos con más de 2 m de desnivel respecto del fondo y depresiones que alcanzan magnitudes proporcionales, cuyas escarpas son empinadas y de bordes irregulares, (Fig. 4c). El primer nivel en terraza, se ubica a profundidades de aproximadamente 12 m bajo el nivel medio del mar (n.m.m) y se encuentra bien representado en el sector central del área estudiada. Está construido sobre una sedimentita relativamente dura, reflectiva, que en los sectores donde aflora, también aparece conformando relictos aislados, (Fig. 5a). El segundo nivel, con características morfo-acústicas similares, se ubica a los 18 m de profundidad. A modo de cubierta sedimentaria, en las partes inferiores de estas estructuras consolidadas suele presentarse una muy delgada capa de arena fina de baja reflectividad acústica, que en sectores aislados desarrolla pequeñas dunas. El sedimento arenoso se moviliza entre los niveles aterrizados por efecto de las condiciones dinámicas actuales, (Fig. 4c).

Finalmente, dentro del grupo de formas erosivas se incluyen los fondos cohesivos, tanto de tipo masivo, (Fig. 5b) como estratificados, (Fig. 5c). Estos últimos, de tenue respuesta acústica en los sonogramas, forman finas bandas de textura más oscura que constituyen pequeños escalones. La presencia de estas marcas, que se

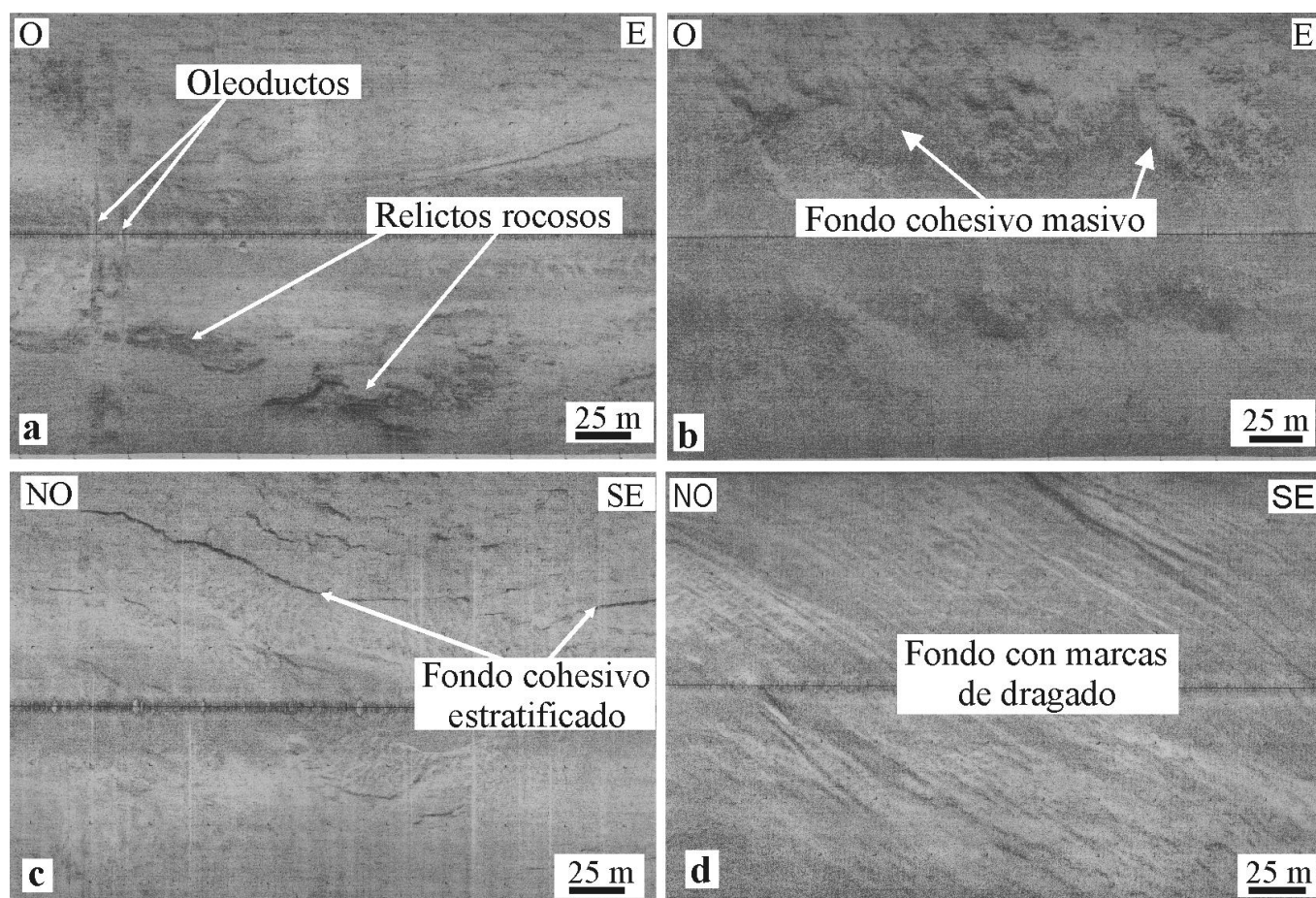


Figura 5. Registros de sonar lateral. a. Fondo rocoso con relictos irregulares, se distinguen dos oleoductos. b. Fondo de material cohesivo. c. Fondo estratificado. d. Marcas de dragado.

Figure 5. Side Scan Sonar records. a. Bedrock with irregular relicts. Two pipelines are observed. b. Bottom cohesive. c. Stratified outcrop. d. Dredging marks

verifica en fondos con escasa cobertura sedimentaria de arena fina fangosa, señala la existencia de un material cohesivo infrayacente, el cual actualmente se halla sometido a procesos de erosión.

Formas antrópicas. Entre los rasgos de carácter antrópico observados en la zona, se destaca la presencia de oleoductos, (Fig. 3), los cuales se asientan directamente sobre el fondo y no presentan cobertura sedimentaria (Fig. 5a). En el extremo occidental del área de estudio, en dirección al acceso a puerto Belgrano, se aprecian las marcas del dragado realizado para mantener el calado de navegación en el Canal Principal, (Fig. 5d). Estas marcas longitudinales (acanaladuras) son originadas por dragado de succión. Por otro lado, en el sector cercano al canal de acceso a Puerto Rosales (Fig. 3), se detectó, parcialmente soterrada en la superficie del fondo, los restos de una antigua baliza de enfilación. La misma, se derrumbó de su posición original por efectos de tormentas ocurridas varias décadas atrás, sus características se observan en el sonograma de la Figura 4d.

Sedimentología del fondo

La granulometría dominante del área de estudio corresponde a arena fina, a la cual se asocian, según el sector, otras fracciones granulométricas que van desde arcilla hasta grava. En la Figura 6 se esquematiza la ubicación de las muestras extraídas con el detalle de sus principales caracteres texturales.

En aquellos sectores donde las principales formas de fondo son dunas grandes, el sedimento más conspicuo es arena mediana con buena selección. Por otro lado, donde el fondo se cubre por dunas de menor tamaño, el material predominante es arena fina o arena fina con algo de fango. Cuando las dunas pequeñas o medianas se acercan a sectores con dunas grandes, como ocurre con las muestras 01 y 11, el tipo de sedimento que las constituye es arena fina con selección buena a muy buena; mientras que en aquellas áreas donde la cobertura sedimentaria integra exclusivamente dunas de tamaño subordinado, se verifica la presencia de arena fina con variadas cantidades de fango y selecciones pobres a moderadas (muestras 09, 12 y 16).

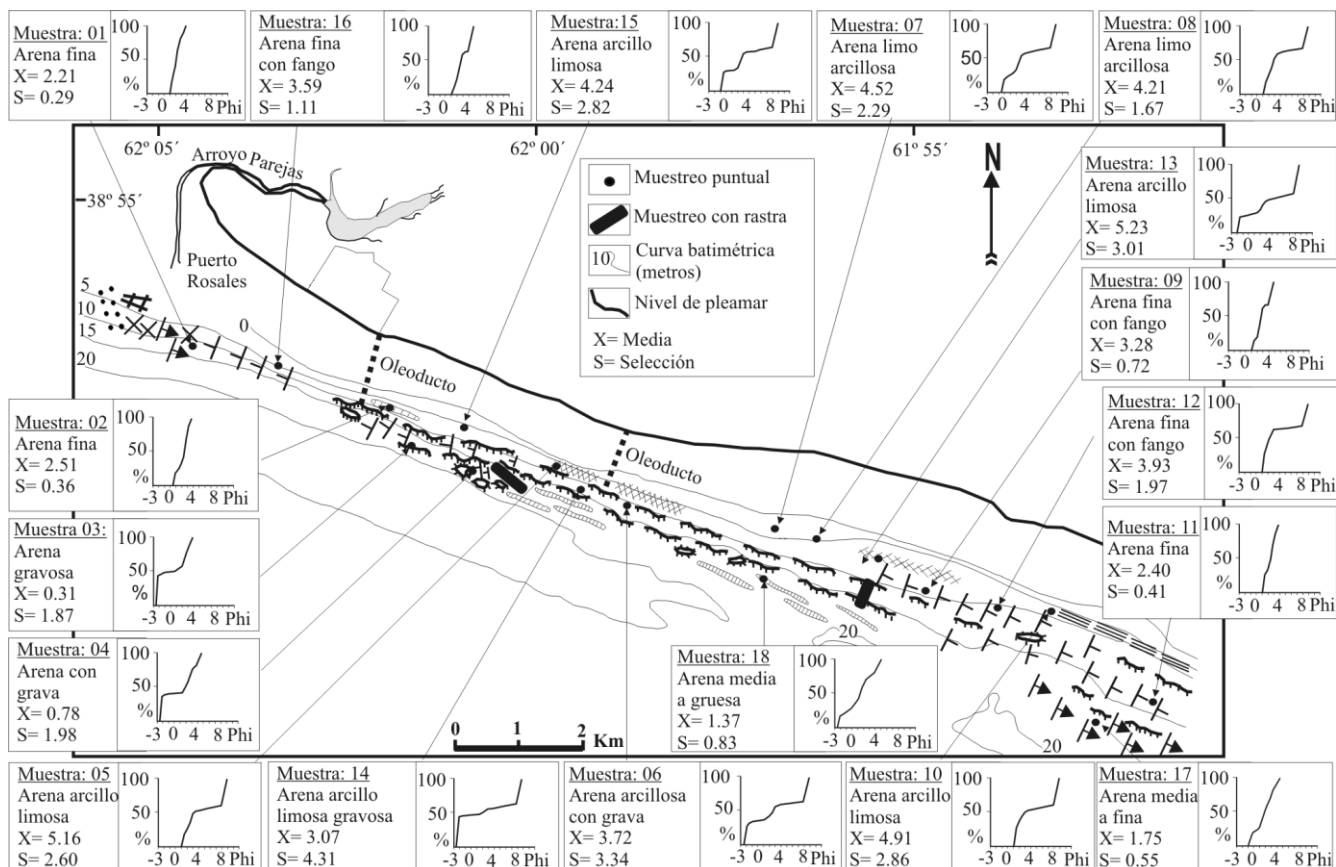


Figura 6. Ubicación y caracterización de las muestras sedimentológicas.
Figure 6. Locations and characterization of the sedimentological samples.

Los ambientes en donde se desarrollan las lineaciones sedimentarias se tipifican por diferentes clases de arena. Así, en el centro del área de estudio, a profundidades superiores a los 15 m, dichas formas presentan arena mediana a gruesa de moderada selección (muestra 18). Por su parte, las lineaciones arenosas que se producen a menor profundidad se componen de arena fina de buena selección (muestra 02).

Los sectores de fondos cohesivos, que se manifiestan siempre por encima de los 10 m, exhiben importante participación de fracción fina menor a 62 micrones. Así, las muestras 05 y 13 están integradas por arena arcillo limosa, donde la presencia de arcilla supera el 20 %, lo que le confiere a este material un alto grado de cohesividad. Específicamente, la muestra 13 es un sedimento compactado por abundante cantidad de arcilla de color castaño rojizo. En un nivel de mayor profundidad, frente a los afloramientos de estos fondos arcillosos compactados, aparece un lecho de arena limo arcillosa con grava (muestra 06). El contenido de grava de este sedimento alcanza el 11% y su composición es mayoritariamente cuarcítica con escasos nódulos arcillosos rojizos. En los fondos planos, ubicados a baja profundidad, se nota un aumento de la fracción fina. En estos casos, aparece arena limo arcillosa (07 y 08) y arena arcillo limosa (10 y 15).

Por otra parte, donde predominan los efectos erosivos y la morfología señala niveles en terraza y relictos rocosos, los sedimentos que cubren tales afloramientos siempre indican la sustancial presencia de grava que se combina en diferentes proporciones con otras fracciones texturales. De tal manera, las muestras 03 y 04, ubicadas a profundidades superiores a los 15 m, se tipifican como arena gravosa y arena con grava respectivamente. Mientras que hacia niveles más someros, se intensifica la participación de fracción fina, constituyendo una arena arcillo limosa gravosa de muy pobre selección (muestra 14). En todos los casos en que aparece grava, es dominante el componente lítico (cuarcita) y subordinadamente se presentan clastos de origen biogénico (valvas de moluscos).

Los resultados obtenidos del muestreo con rastras de fondo tomadas en el entorno a los resaltos rocosos (Fig. 6), confirman un contexto sedimentario integrado por arena gruesa con abundantes restos de valvas de moluscos y colonias de briozoarios, rodados de cuarcita desgastados, de 1 a 10 cm de diámetro mayor, con predominio de las formas ahusadas y minoritariamente discoidales. De manera subordinada, aparecen restos de concreciones de arenisca limolítica calcárea, muchas de ellas con signos de bioerosión, fragmentos de limolita y ocasionalmente tubos fósiles de callianassidos de hasta 15 cm de longitud.

DISCUSIÓN

Los rasgos de fondo del sector estudiado, resultantes de la conjunción de procesos erosivos y depositacionales, son los principales indicadores de la dinámica sedimentaria y de la evolución morfológica de un sistema dominado por corrientes de marea (Aliotta et al., 2009). La importancia del análisis de este tipo de formas de fondo radica en que sus características morfológicas y su distribución se vinculan estrechamente con las condiciones del flujo dominante (Ashley, 1990; Ikehara y Kinoshita, 1994; Lanckneus et al., 1994; Liu et al., 1998; Lobo et al., 2000). Asimismo, constituyen una excelente evidencia del transporte de sedimento como carga de fondo. En este sentido, sobre la base de la geometría de las estructuras, puede determinarse la dirección predominante de transferencia de sedimento (Boothroyd y Hubbard, 1975; Bouma et al., 1977).

Entre las formas de fondo acreditadas en el presente trabajo, se destacan las dunas grandes a muy grandes. El sector con mayor desarrollo de estas unidades morfológicas se ubica en la zona oriental de estudio, en profundidades de entre 15 y 20 m (Fig. 3). En este tramo, llegan a medir hasta 2,5 m de altura y alcanzan longitudes superiores a 200 m (Fig. 4a). Del mismo modo, en proximidades del acceso al canal de Puerto Rosales, aparece un segundo campo de dunas grandes, a profundidades levemente inferiores a los 15 m (Fig. 3). Este tipo de dunas, que también fueron determinadas en sectores aledaños por Cuadrado et al. (2003), alcanzan los 2 m de altura, con longitudes de onda inferiores a 200 m.

Según Rubin y Mc Culloch (1980), la velocidad de la corriente y el tamaño del sedimento son las variables que regulan las características de las dunas, mientras que la altura máxima de las mismas es controlada por la profundidad existente en el sitio donde se generan. Esta relación fue comprobada por Aliotta (1987) y Aliotta et al. (2000) en distintos tipos de dunas desarrolladas en diversos regímenes de marea, tanto en el estuario de Bahía Blanca como en el golfo San Matías (provincia de Río Negro), respectivamente.

Las dunas grandes observadas en el sector submarino estudiado, manifiestan una asimetría pronunciada en el sentido del reflujó, con buena definición de rampa y talud (Fig. 4a). Sus crestas, de configuraciones arqueadas, levemente sinusoidales y por sectores de tipo barjanoide, se ubican aproximadamente transversales al eje del canal. Si se tiene en cuenta la secuencia experimental establecida por Allen (1968a), se infiere que este tipo de dunas se generan bajo corrientes relativamente intensas. Como la asimetría de la rampa y el talud de las dunas indican el sentido del transporte neto del material involucrado, es posible inferir las direcciones predominantes de migración del sedimento, en consecuencia, esto resulta un elemento significativo para establecer modelos circulatorios de fondo (Lobo et al., 2000). Sobre la base de la asimetría, se determina que estas geoformas son el producto del dominio de las corrientes de bajante, lo que resulta en un transporte neto de material hacia el exterior del estuario. Esta dinámica sedimentaria definida en el flanco norte del canal Principal, particularmente en el sector sureste del área que ocupa la presente investigación, en torno a los 14-13 m de profundidad, es coincidente con el transporte de sedimento establecido por Aliotta y Perillo (1987) al estudiar un gran campo de dunas desarrollado en las mayores profundidades (20-22 m) que posee el sector de entrada el estuario. De esta manera, conjugando datos existentes con los resultados obtenidos puede confirmarse que el transporte de sedimento de fondo hacia el exterior del estuario, evidenciado por la existencia de grandes dunas, se produce no solo a lo largo de la parte más profunda del canal, como establecieron los autores mencionados, sino también en gran parte del flanco norte del mismo.

El sedimento que compone a las dunas de mayor tamaño encontradas es fundamentalmente arena mediana con proporciones subordinadas de arena fina con selecciones buenas a muy buenas. Los espacios entre las grandes dunas de arena evidencian un lecho marino plano, mayoritariamente cubierto por una delgada capa arenosa. En muchos casos, estas grandes geoformas, exhiben sobre sus rampas dunas pequeñas o medianas, simétricas, entrecruzadas o asimétricas, lo cual revela la influencia de corrientes subordinadas con diferentes direcciones de circulación. En cercanías de Puerto Rosales, estas unidades morfológicas menores sobreimpuestas exponen asimetría opuesta a la de las formas mayores. Asimismo, frente al mencionado puerto, se observaron dunas entrecruzadas (Fig. 4d) que son la resultante de la interacción de dos direcciones principales de circulación. Una de las corrientes es la que actúa en el Canal Principal, a la cual se adiciona la influencia hidrosedimentológica del canal de acceso a Puerto Rosales. Esta particularidad morfológica, ya fue observada en otros sectores de la región marina de Bahía Blanca por Aliotta (1987), quien la relacionó con la acción combinada del transporte por corrientes de flujo y reflujó en aquellos sectores donde sus sentidos no son exactamente opuestos, o bien atribuible a la confluencia de dos canales (Aliotta et al., 2004). De este modo, cada sentido de circulación moviliza cierta cantidad de sedimento en diferente dirección y genera la configuración entrecruzada. Por otro lado, son dos las áreas donde se han determinado dunas medianas a pequeñas (Fig. 4b,c). Por una parte, las ubicadas sobre el límite este del área de estudio, en un sector adyacente a las grandes dunas descritas, aunque a menor profundidad (12-8 m), indican sobre todo el flanco del canal un transporte de sedimento en dirección al reflujó, en concordancia con las grandes dunas desarrolladas a mayores profundidades. En contraposición, dunas medianas encontradas al oeste del área de estudio, señalan que sobre el flanco del canal prevalece un transporte de sedimento en sentido del flujo (interior del estuario). Esta dinámica sedimentaria definida en la presente investigación para la región costera subácea, se vincula con la dirección de la deriva

litoral que produce el desarrollo de espigas arenosas en gancho existentes en sectores inter y supramareales, adyacentes a puerto Rosales (Spagnuolo, 2005).

El material que compone a las dunas medianas, es arena fina con variadas cantidades de fango y selecciones pobres a moderadas, lo que pone en evidencia baja capacidad selectiva de las corrientes que las generan. Finalmente, algunas dunas medianas a pequeñas se presentan en la zona central del área de estudio, localizadas entre los relictos rocosos y los niveles en terrazas (Fig. 4c). Sus disposiciones son aleatorias como consecuencia de la generación de corrientes encauzadas. Cabe destacar, que donde existe escasa disponibilidad de arena estas geoformas se desarrollan de manera muy discontinua.

Otro rasgo acrecional del fondo lo constituyen las lineaciones sedimentarias, que en el área de estudio, pueden definirse según el modelo establecido por Aliotta et al. (2000) como "de espaciamiento pequeño", con separación inferior a los 15 m y alturas menores al metro (Fig. 4e). Se ubican en el tramo central del área, principalmente a profundidades superiores a los 15 m y se las encuentra intercaladas entre niveles de afloramientos rocosos del fondo. Su disposición general, como consecuencia de las corrientes de flujo y refluo, es este-oeste (Fig. 3). El sedimento que las compone, corresponde a distintas clases de arena. En tal sentido, el tramo cubierto por estas geoformas, en el centro del área de estudio, a profundidades entre 15 y 20 m, es una arena mediana a gruesa de moderada selección. Por su parte, las escasas lineaciones arenosas que se producen a menor profundidad se integran con arena fina de buena selección. En cualquier caso, las lineaciones arenosas, según el criterio de Allen (1968b; 1970), son evidencias morfológicas de la acción de intensas corrientes de marea sobre el fondo. Asimismo, el mayor tamaño de grano de las lineaciones halladas en zonas de mayor profundidad, señalaría el efecto de fuertes corrientes encauzadas entre los fondos rocosos en terrazas. Por otro lado, el desarrollo de estas formas se halla estrechamente vinculado con la escasa disponibilidad de material arenoso que movilizan las corrientes (Aliotta et al., 2000).

Con respecto a las estructuras erosivas determinadas, las más conspicuas son las terrazas y relictos rocosos. En este contexto, el elemento morfológico relevante de la superficie del fondo lo componen dos escalones erosivos, los cuales conforman sendos niveles aproximadamente paralelos. El área de distribución de los mismos, que está representada esquemáticamente en la Figura 3, evidencia que el tramo con mayor desarrollo y continuidad de estos fondos duros se ubica en el sector centro-oriental de estudio. Los afloramientos de estas terrazas, con resaltos de hasta 4 m y pendientes muy pronunciadas, ocupan una franja del fondo paralela a la actual línea de costa, entre los 12 y 18 m de profundidad. Este mismo tipo de estructuras aflorantes fue determinado por Aliotta y Perillo (1990) en la boca del estuario de Bahía Blanca.

En los sonogramas analizados, el fondo rocoso que constituye ambos escalones, aparece fuertemente reflectivo, con escarpas de bordes muy irregulares (Fig. 4c, 5a). En ciertos casos forman puntas o salientes con orientación hacia el Sur. En las adyacencias de la terraza más profunda, entre los 15 y 18 m, se identifican afloramientos saltuarios de estos mismos materiales caracterizados por formar estructuras relictivas mesetiformes (Fig. 5a). Todos estos rasgos morfológicos, indicarían una génesis asociada a una fuerte acción erosiva. Así, el origen de estas estructuras rocosas escalonadas se vincula con un proceso marino pretérito de alta energía. De este modo, pueden relacionarse con un antiguo nivel netamente erosivo, originado en un ambiente de alta energía, con importante acción de olas e intensas corrientes litorales. Estas condiciones, habrían resultado las responsables del desarrollo de plataformas de abrasión, cuyo entorno sedimentario superficial, determinado por las muestras de rastras, está constituido por valvas de moluscos con diferentes grados de conservación, rodados de cuarcita de hasta 10 cm de diámetro mayor, fragmentos de limolita de diverso tamaño, muchos de ellos biorosionados y la presencia de restos de tubos fósiles de callianassidos que llegan hasta los 15 cm de longitud. Todos estos materiales, no se encuentran en equilibrio con las condiciones energéticas hidrodinámicas actuales, dado que a la profundidad donde se presentan los rasgos erosivos y los materiales mencionados, el efecto de las olas sobre el fondo es prácticamente nulo y son sólo las corrientes de marea quienes gobiernan la dinámica sedimentaria actual. Las condiciones hidrosedimentológicas en el sector de las terrazas, se evidencian por la presencia de una sutil cobertura sedimentaria que, en los sectores profundos ubicados entre los relictos consolidados, se constituye en una delgada capa de arena fina. Este sedimento es movilizado entre los resaltos rocosos por efecto de las corrientes de marea y, circunstancialmente, configura dunas pequeñas que tapizan parcialmente la superficie de la roca (Fig. 4c). Por otra parte, la presencia de rodados cuarcíticos es indicativa de la existencia de un importante aporte fluvial en el sistema costero holoceno. En concordancia con estos resultados, estudios simoestratigráficos del subsuelo marino (Spagnuolo, 2005 y Aliotta et al., 2013) indican antiguos paleocauces fluviales, vinculados a un área serrana (Sierra de la Ventana) ubicada aproximadamente 100 km al norte del área de estudio. La edad de generación de las estructuras erosivas submarinas mencionadas correspondería al Holoceno temprano. Específicamente, durante un período en el que aún el mar no había alcanzado la línea del litoral actual. En tal sentido, estudios realizados en la costa brasileña (Suguio y Martin, 1980; Clark y Bloom, 1979; Clark, 1980) y sobre la plataforma argentina (Cavallotto et al., 2004; Violante et al., 2014; entre otros), coinciden en determinar que alrededor de los 8000 años A.P. el nivel del mar habría oscilado entre los 12 y 18 m por debajo de su posición actual. Por su parte, Spagnuolo (2005), fundamentado sobre recopilaciones de curvas de variación del nivel medio del mar reunidas por Belknap y Kraft (1977) y por Cowel y Thom (1994), le asigna a cada uno de esos niveles en terraza una edad de generación de 8500 años A.P. y 7500

años A.P. respectivamente. El evento marino asociado a las dos terrazas submarinas determinadas puede correlacionarse temporal y altimétricamente con los resaltos topográficos hallados por Aliotta et al. (1999) sobre la plataforma continental externa al estuario. También, Corrêa et al. (1996), mencionan en su modelo evolutivo del proceso transgresivo que afectó a la plataforma marina al sur de Brasil, un último nivel de estabilización a profundidades comparables con las halladas en la costa estudiada en el presente trabajo.

Por su parte, a profundidades inferiores a los 15 m y en especial sobre cotas más someras, se presentan fondos cohesivos, tanto masivos (Fig. 5b), como estratificados (Fig. 5c). Los de tipo estratificado, aparecen en los registros como finas bandas de textura acústica más oscura. Las mismas, se visualizan por la existencia de una escasa cubierta de sedimentos sobre material compactado. Tales lineamientos, indican que la delgada capa de arena fina fangosa deja al descubierto una sedimentita de grano fino a muy fino, que actualmente se halla sometida a procesos de erosión y puede atribuirse a pequeños escalones o escarpas erosivas con una notable continuidad lateral (Aliotta et al., 2004). El afloramiento de estos fondos, integrados por arena arcillo limosa compacta de color castaño rojiza, indica la exposición sobre el lecho marino de unidades continentales más antiguas como lo son las formaciones Arroyo Chasicó y Pampiano. Estos sectores, actualmente se mantienen expuestos debido a efectos de corrientes de marea que no permiten la depositación de sedimento inconsolidado sobre ellos.

En el fondo estudiado también se determinaron rasgos de carácter antrópico, cuyas características asociadas resultan, en ciertos casos, indicadoras de las condiciones hidrosedimentológicas del entorno. Tanto es así, que las cañerías de los oleoductos presentes en el área, muestran en algunos tramos, acumulación de material arenoso del lado oeste, mientras que al este se observa socavamiento provocado por turbulencia, con lo cual se refuerza la idea de definir el sentido de corrientes dominantes según el reflujo. También, se detectó, en el tramo de fondo entre Puerto Rosales y el ingreso a Puerto Belgrano, los restos semiseptados de una antigua baliza (Fig. 4d). Su elevado grado de enterramiento denota que el sector occidental del tramo estudiado constituye un ambiente en donde prevalece la depositación sedimentaria.

CONCLUSIONES

En esta investigación se han establecido rasgos morfosedimentológicos del fondo marino, muchos de los cuales desconocidos hasta el presente, existentes a lo largo de la costa norte del sector de entrada al estuario de Bahía Blanca. Las características de las grandes dunas desarrolladas sobre el límite este de la franja costera estudiada, resultan indicativas de un desplazamiento de sedimento como carga de fondo hacia el exterior del estuario. El mismo, es coincidente con la dirección de transporte de sedimento que se produce a lo largo del centro del canal Principal.

Por otro lado, en el sector oeste del área estudiada (adyacente a puerto Rosales) y a profundidades muy someras, dunas medianas-pequeñas son indicativas de una deriva litoral hacia el interior del estuario, asociada a la acción de olas generadas por los fuertes vientos del sudeste. Tanto la presencia de dunas como el desarrollo de lineaciones arenosas sobre la región costera estudiada, señalan la existencia de una estrecha relación entre geoformas con las condiciones hidrodinámicas del ambiente y la disponibilidad del sedimento.

La presencia de dos terrazas rocosas asociadas a un sedimento superficial en desequilibrio con la hidrodinámica actual, evidencia dos períodos de estabilización del nivel marino que establecen la existencia de sendas líneas costeras a 18 y 13 m por debajo del n.m.m., respectivamente. Cada uno de estos niveles relícticos, producto de la última transgresión marina, se habrían sucedido durante el Holoceno temprano, aproximadamente a los 8500 y 7500 años antes del presente.

Agradecimientos. La presente investigación se financió por medio de los proyectos PGI 24/H107 (Secretaría de Ciencia y Técnica, UNS); PIP N° 5538 y N° 00699 (CONICET); PID 25/B028 (UTN, FRBB) y PICT 7-31666 (Agencia, MINCYT). Agradecemos al ingeniero Roberto Vallasciani de la empresa Oiltanking Ebytem y a la tripulación de la lancha de amarre "Paraíso" de la Empresa Almirón y Cía. quienes facilitaron la embarcación para realizar los relevamientos. Al Dr. Guillermo Lizasoain y a los señores Roberto Zibecchi y Carlos Galán del Instituto Argentino de Oceanografía por su colaboración en las tareas de campaña.

REFERENCIAS

- Aliotta, S., 1987. Estudio de la geomorfología y de la dinámica sedimentaria del estuario de Bahía Blanca entre Puerto Rosales y El Fondeadero, Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral, Bahía Blanca, pp 180.
- Aliotta, S. and E.A. Farinati, 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridges in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology*, 94(1): 353-360.
- Aliotta, S. and G.M.E. Perillo, 1987. A sand wave field in the entrance to Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology*, 76(1): 1-14.

- Aliotta, S. y G.M.E. Perillo, 1990. Línea de costa sumergida en el Estuario de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 300-305.
- Aliotta, S., E.A. Farinati and J.O. Spagnuolo, 2001. Sedimentological and Taphonomical Differentiation of Quaternary Marine Deposits, Bahía Blanca, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 17(4): 792-801.
- Aliotta, S., G.O. Lizasoain y S.S. Ginsberg, 2004. Dinámica sedimentaria y evolución morfológica de un profundo canal del estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1): 14-28.
- Aliotta, S., G.O. Lizasoain y W.O. Lizasoain, 1991. Sedimentología y paleoambientes cuaternarios en el sector interno del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Autónoma de México*, 18(1): 99-107.
- Aliotta, S., G.O. Lizasoain y W.O. Lizasoain, 1992. Sedimentos subsuperficiales entre Puerto Galvan e Ing. White, Canal Principal del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Actas III Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 1: 213-217, La Plata.
- Aliotta, S., J.O. Spagnuolo y E.A. Farinati, 2003. Evidencias geológicas del proceso transgresivo-regresivo holoceno en la entrada del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Actas IX Congreso de Associação Brasileira de Estudos Quaternarios y II Congreso do Quaternario de Países de Linguas Ibéricas, ABEQUA*, 183: 1-5, Brasil.
- Aliotta, S., J.O. Spagnuolo y E.A. Farinati, 2009. Origen de una roca de playa en la región costera de Bahía Blanca, Argentina. *Pesquisas em Geociências*, 36(1): 107-116.
- Aliotta, S., S.S. Ginsberg, D.A. Giagante, L.G. Vecchi and M.E. Minor-Salvatierra, 2014. Seismic Stratigraphy of Pleistocene Deltaic Deposits in Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86(2): 51-64.
- Aliotta, S., G.O. Lizasoain, W.O. Lizasoain and S.S. Ginsberg, 1996. Late Quaternary sedimentary sequence in Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 2(4): 875-882.
- Aliotta, S., E. Schnack, F.I. Isla y G.O. Lizasoain, 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 7(1-2): 95-109.
- Aliotta, S., J.O. Spagnuolo, C.A. Galán y W.D. Melo, 1997. Muestreador oceanográfico de sedimentos superficiales de fondo para ser empleado simultáneamente con la prospección sísmica. *Actas resumen X Coloquio de Oceanografía. IAPSO (Ed). Bahía Blanca*, 38 pp 1.
- Aliotta, S., J.O. Spagnuolo, S.S. Ginsberg y E.M. Gelós, 1999. Sedimentos de fondo-subfondo y aspectos geomorfológicos de la plataforma continental entre el estuario de Bahía Blanca y bahía Anegada, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 6(1-2): 19-35.
- Aliotta, S., S.S. Ginsberg, J.O. Spagnuolo, E.A. Farinati, D.A. Giagante and L.G. Vecchi, 2013. Late Quaternary in a South Atlantic estuarine system: Stratigraphic and paleontologic indicators of coastal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 194-208.
- Allen, J.R.L., 1968a. Current Ripples; Their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland Publishing Company, Amsterdam. pp 433.
- Allen, J.R.L., 1968b. The nature and origin of bed form hierarchies. *Sedimentology*, 10: 161-182.
- Allen, J.R.L., 1970. *Physical Processes of Sedimentation*. Elsevier, New York, pp 248.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(1): 160-172.
- Belknap, D.F. and J.C. Kraft, 1977. Holocene relative sea-level changes and costal stratigraphic units on the northwest flank of the Baltimore Canyon Trough geosynclines. *Journal Sedimentary Petrology*, 47: 10-629.
- Boothroyd, J.C. and D.K. Hubbard, 1975. Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. En: *Estuarine Research, Geology and Engineering*. Cronin, L. E. (Ed). Academic Press, New York, 2: 217-234.
- Bouma, A.H., M.A. Hampton and R.C. Orlando, 1977. Sand waves and other bedforms in lower Cook Inlet, Alaska. *Marine Geotechnology*, 2: 291-308.
- Campo, A.M., V. Gil, J.O. Gentilli, A. Volonté y V. Duval, 2011. Inventario de eventos climáticos–meteorológicos extremos. Suroeste bonaerense (1995-2010). *Párrafos geográficos*, 1(1): 102-115.
- Cavallotto, J.L., R.A. Violante and G. Parker, 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata River (Argentina). *Quaternary International*, 114: 155-165.
- Clark, J.A., 1980. A numerical model of world-wide sea level changes on a viscoelastic Earth. En: *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Möerner, N.A. (Ed). John Wiley & Sons, 525-534.
- Clark, J.A. and A.L. Bloom, 1979. The effect of the Patagonian ice sheet on relative sea levels along the Atlantic coast of South America: a numerical calculation. *Abstracts with Programs of the International Symposium of Coastal Evolution*. San Pablo, 1: 61-79.
- Corrêa, I.C.S., 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: L'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, 130: 163-178.
- Corrêa, I.C.S., L.R. Silva-Martins, J.M. Medina-Ketzer, A.R.E. Días-Elías e R. Martins, 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. *Notas Técnicas*, 9: 51-61.
- Cowal, P.J. and B.G. Thom, 1994. Morphodynamics of coastal evolution. En: *Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Carter, R.W.G. and C.D. Woodroffe (Ed). Cambridge University Press, New York, pp 517.

- Cuadrado, D.G., E.A. Gómez and S.S. Ginsberg, 2003. Large transverse bedforms in a mesotidal estuary: *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 10(2): 163-172.
- Fairbridge, R.W., 1961. Eustatic changes in sea-level. En: *Physics and Chemistry of the Earth*. Ahrens, L.H. and others (Ed). Pergamon Press, New York, 4: 99-185.
- Farinati, E.A., 1983. Paleontología, Paleoecología y Paleogeografía de los sedimentos marinos de los alrededores de Bahía Blanca, Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral, pp 179, Bahía Blanca.
- Fidalgo, F., F.O. De Francesco y U.R. Colado, 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M., Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). *Actas V Congreso Geológico Argentino*, Villa Carlos Paz, Asociación Geológica Argentina, 4: 27-39.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, pp 184.
- Giagante, D.A, S. Aliotta, S.S. Ginsberg, L.G. Vecchi and J.O. Spagnuolo, 2011. Evolution of a coastal alluvial deposit in response to the last Quaternary marine transgression, Bahía Blanca estuary, Argentina. *Quaternary Research*, 75: 614-623.
- Ginsberg, S.S., 1991. Geomorfología y evolución de canales de marea del Estuario de Bahía Blanca, Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral, Bahía Blanca, pp 176.
- Ginsberg, S.S. and G.M.E. Perillo, 1999. Deep-scour holes at tidal channel junctions, Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology*, 160: 171-182.
- Ginsberg, S.S., S. Aliotta y M.E. Minor-Salvatierra, 2012. Patrón de variabilidad espacio-temporal de las corrientes de marea en un canal estuarial. *Congresso Brasileiro de Oceanografía*, Río de Janeiro, 1 cd-rom, 0585.
- Ginsberg, S.S., D.G. Cuadrado y E.A. Gómez, 2001. Circulación de arena inferida a través del análisis de dunas submarinas (Estuario de Bahía Blanca, Argentina). *Actas IX Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar, COLACMAR*, 424: 1-4, Colombia.
- Ikehara, K. and Y. Kinoshita, 1994. Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Marine Geology*, 120: 75-87.
- Isla, F.I., 1998. Holocene coastal evolution of Buenos Aires. En: *Quaternary of South América and Antarctic Peninsula*. Rabassa A. J. (Ed). Balkema, A.A. Publishers, Rotterdam, 11: 297-321.
- Karisiddaiah, S.M., M. Veerayya and K.H. Vora, 2002. Seismic and sequence stratigraphy of the central western continental margin of India: late-Quaternary evolution. *Marine Geology*, 192: 335-353.
- Kenyon, N.H., 1970. Sand ribbons in European tidal seas. *Marine Geology*, 9: 25-39.
- Lanckneus, J., G. De Moor and I. Meyes, 1994. Preliminary reconnaissance of present bedforms. Final Report of MAST Project 0025-C, Relationship between seafloor currents and sediment mobility in the southern North Sea. *Univeriteit Ghent, Brussels*, 6: 1-27.
- Liu X., D.X. Xia, S. Berné, K.Y. Wang, T.T. Marsset, Y.X. Tang and J.F. Bourillet, 1998. Tidal-depositional systems of China's continental shelf, with special reference to the eastern Bohai Sea. *Marine Geology*, 145(3-4): 225-253.
- Lizasoain, G.O. y S. Aliotta, 1995. Fondo rocoso en el canal de navegación del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Actas IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 295-303, Junín.
- Lobo, F.J., F. Hernández-Molina, L. Somoza, J. Rodero, A. Maldonado and A. Barnolas, 2000. Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Marine Geology*, 164: 91-117.
- Minor-Salvatierra, M.E., S. Aliotta, y S.S. Ginsberg, 2011. Características sismoestratigráficas vinculadas a un campo de dunas submareales. *Actas XVIII Congreso Geológico Argentino*, 1: 299-300, Neuquén.
- Minor-Salvatierra, M.E., S. Aliotta y S.S. Ginsberg, 2012. Morfología y migración de dunas submareales en el estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Congresso Brasileiro de Oceanografía*, Río de Janeiro, 1 cd-rom, 0562.
- Mitchum, J.R., R.M. Vail and P.R. Sangree, 1977. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences*. En: *Applications to hydrocarbon exploration*. Seismic Stratigraphy. Payton, C.H.E. (Ed). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 26: 117-134.
- Nedeco-Arconsult, 1983. Estudio del dragado del Canal de Acceso al Puerto de Bahía Blanca. Argentina. Informe final de la Dirección Nacional de Construcciones Portuarias y Vías Navegables, 3 volúmenes.
- Pascual, R., 1961. Un nuevo *Cardiomyinae* (Rodentia, *Caviidae*) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la Provincia de Buenos Aires. *Consideraciones Geológicas*. Ameghiniana, 2(4): 61-71.
- Perillo, G.M.E., E.A. Gómez, S. Aliotta y D.E. Galíndez, 1985. Granus: un programa Fortran para el análisis estadístico y gráfico de muestras de sedimentos. *Revista Asociación Argentina Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 16(1): 1-5.
- Píccolo, M.C., G.M.E. Perillo y J. Arango, 1987. Hidrografía del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista Geofísica*, 26: 75-89.
- Pirazzoli, P.A., 1977. Sea level relative variations in the world during the last 2,000 years. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 21(3): 284-296.
- Pirazzoli, P.A., 1991. *World Atlas of Holocene Sea Level Changes*. Elsevier, Amsterdam, Oceanography Series, 58: pp 300.

- Rubin, D.M and D.S. Mc Culloch, 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observation. *Sedimentary Geology*, 26: 207-231.
- Serman, D.D., 1985. Características de la marea en Bahía Blanca. *Boletín del Centro Naval*, 103: 51-74.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6: 183-190.
- Sugio, K. e L. Martin, 1980. Estudos sobre as oscilações do nível marinho Quaternario ao longo do litoral Brasileiro. *Actas Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense*, 1: 281-298, Mar del Plata.
- Spagnuolo, J.O., 2005. Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral, Bahía Blanca, pp 269.
- Trenhaile, A.S., 1997. Coastal dynamics and landforms. Clarendon Press, Oxford, pp 366.
- Vecchi, L.G, S.S. Ginsberg y S. Aliotta, 2008. Banco arenoso en un ambiente estuarial: rasgos de fondo y dinámica sedimentaria. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3): 395-406.
- Violante, R.A. and G. Parker, 2004. The post-last glacial maximum transgression in the de la Plata River and adjacent inner continental shelf, Argentina. *Quaternary International*, 114: 167-181.
- Violante, R.A., I.P. Costa, J.L. Cavallotto, C.M.Paterlini, S. Marcolini, y G. Bozzano, 2014. Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la plataforma continental argentina desde el último máximo glacial. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, (71) 2: 292-310.
- Zazo, C., C.J. Dabrio, J.L. Goy, T. Bardají, B. Ghaleb, J. Lario, M. Hoyos, C.I. Hillaire-Marrcel, F. Sierro, J.A. Flores, P.G. Silva y F. Borja, 1996. Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta*, 20(7): 1679-1682.

Recibido: 20-06-2014

Aceptado: 21-12-2014

LAS VARIACIONES GEOMAGNÉTICAS TRANQUILAS (SQ) Y SU RELACIÓN CON EL VÓRTICE DE CORRIENTES IONOSFÉRICAS EQUIVALENTES

GEOMAGNETIC QUIET VARIATIONS (SQ) AND ITS RELATION WITH THE VORTEX OF THE EQUIVALENT IONOSPHERIC CURRENTS

María Andrea Van Zele

IGEBA (CONICET-UBA) en Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA)

RESUMEN

Aún en días de similar actividad geomagnética y solar, o época del año, se encuentra que las variaciones geomagnéticas registradas en días tranquilos (Sq) en un mismo observatorio pueden diferir en su forma. Si bien la intensidad no es grande comparada con la debida a las perturbaciones, su determinación es importante pues para el estudio de las mismas se supone que en los registros subyace Sq, que debe ser sustraída. Estas variaciones son generadas por corrientes ionosféricas diurnas que forman dos casquetes (discos en la aproximación plana) cuyos vórtices (focos) se encuentran en los hemisferios sur y norte a latitudes medias, abarcando desde el ecuador hasta altas latitudes. Con un simple modelo este trabajo esboza motivos por los que las variaciones registradas pueden diferir, teniendo en consideración la posición relativa entre el observatorio y los vórtices, y movimientos de estos últimos, no así la dimensión de los discos o la intensidad de las corrientes; sugiere también una forma de estimar la posición del vórtice.

Palabras clave: variaciones geomagnéticas tranquilas Sq; posición del vórtice de corrientes ionosféricas;

ABSTRACT

Even during days with similar geomagnetic and solar activity, or season, it is found that the geomagnetic variations recorded during quiet days (Sq) can differ in its shape at the same observatory. Though the intensity is smaller than in those days with perturbations, its determination is important because it is supposed that Sq is underlying the records from where it must be removed. These variations are generated by diurnal ionospheric currents which form two caps from the equator to high latitudes, whose vortex (focus) are at the south and north hemispheres at mid latitudes. With a simple model this work sketches causes for the differences in the records, considering the position between observatories and vortex and the movements of them, but not the intensity or dimensions of the caps; it also suggests a way to estimate the position of the vortex.

Key words: Sq quiet geomagnetic variations; ionospheric currents vortex position

INTRODUCCIÓN

La radiación solar en la longitud de onda del ultravioleta extremo (EUV) crea iones y electrones en la ionosfera, y la conductividad es una función de la densidad del número de electrones; el viento neutro ionosférico es conducido por el calentamiento solar local y las ondas que se propagan desde debajo de la ionosfera; de ello resulta una dinamo eléctrica ionosférica en latitudes medias (Richmond and Roble, 1987). La existencia de corrientes en la ionosfera a unos 100-120 km de altura ha sido confirmada por mediciones in situ (Burrows and Hall, 1965). El movimiento de estas lentas corrientes ionosféricas equivalentes y las que ellas inducen en la corteza terrestre (que de práctica se suponen proporcionales a las anteriores) explican las variaciones geomagnéticas que se registran en días tranquilos (Chapman and Bartels, 1940). Estas corrientes ionosféricas diurnas forman dos casquetes (discos, en una aproximación plana) de corrientes, cuyos vórtices (V, focos) se encuentran en los hemisferios sur y norte a latitudes medias, abarcando desde el ecuador (donde el sentido es hacia el este y la rotación en sentido horario en el hemisferio sur, y antihorario en el norte) hasta altas latitudes

Estas corrientes ionosféricas producen variaciones regulares diarias del campo geomagnético que se registran en la superficie de la tierra (SR) (Mayaud, 1965); su promedio en días geomagnéticamente tranquilos se denomina Sq (Chapman and Bartels, 1940). Chapman and Bartels (1940) estudiando las variaciones diarias solares tranquilas en días quietos (Sq) encuentran que en latitudes entre 40° y 50° la variación en la componente X (suavizada) no muestra un extremo marcado próximo al mediodía local, y el vórtice de las corrientes equivalentes se sitúa para los equinoccios a 40°. El análisis en armónicos esféricos (Malin, 1973; Winch, 1981) permite separar las contribuciones de las corrientes ionosféricas (externas) de las internas que ellas inducen debajo de la superficie. Aunque se supone que los focos entre las corrientes externas e internas no difieren significativamente, Hasegawa (1960) muestra un ejemplo en que el foco interno está desplazado 15° hacia el polo respecto del externo, posiblemente debido a corrientes oceánicas.

Diferentes estudios y metodologías se han hecho para un mayor conocimiento de las corrientes ionosféricas y variaciones geomagnéticas Sq:

Torta et al. (1989) han estudiado el sistema de corrientes ionosféricas equivalentes en días magnéticamente tranquilos deducidas de variaciones diarias del campo geomagnético registradas en Europa durante un mínimo de manchas solares. Ellos determinaron una fuerte variabilidad de un día a otro en la posición del foco, y que ello puede deberse al desplazamiento del sistema de corrientes hacia el norte o sur (meridionales), este u oeste (zonales) debido a un cambio en las condiciones dinámicas de la termosfera baja (Manson et al., 1985, 1989; Forbes, 1985; Killeen et al., 1992).

La dependencia longitudinal de la variación diaria de las componentes H y D del campo geomagnético en intervalos tranquilos próximos a los equinoccios en observatorios africanos y americanos han sido estudiados por Le Sager y Huang (2002), y explicadas por diferencias en la latitud geomagnética.

En 2003 Takeda et al. estudiaron las relaciones entre el campo geomagnético Sq, el campo eléctrico, la conductividad y las corrientes ionosféricas, a partir de la correlación entre la amplitud de Sq en la componente Y con el campo eléctrico ionosférico y las corrientes de Hall. Se determinó que la amplitud de Sq es causada principalmente por la conductividad ionosférica local y tiende a ser menor en invierno.

La latitud del foco de los sistemas de corrientes Sq sobre Australia y Japón fueron determinadas a partir de registros diarios en el intervalo diciembre 1989 y junio 1990 por Stening et al. (2005a), y sus movimientos latitudinales se compararon con la intensidad del electrochorro ecuatorial, encontrando que por lo general un incremento en la intensidad del electrochorro está acompañado por un movimiento del foco hacia el polo, especialmente en Japón. También se estableció que los cambios latitudinales pueden ser debidos a cambios en el sistema de mareas (Stening, 1991). Stening et al. (2005b) estudiaron diferentes métodos para determinar automáticamente el foco del sistema de corrientes Sq comparando los resultados con los obtenidos a partir de registros en observatorios australianos, concluyendo que el más preciso es el que considera que la longitud del foco queda establecida cuando la variación de Y (dY) es nula, ajustando por la variación de las componentes norte en ese instante para hallar la latitud a la cual se anula.

En el trabajo de Gen-Xiong Chen et al. (2007) se analizan valores medios horarios de la componente H registrados durante 2001 en 4 observatorios chinos para estudiar la variabilidad de la variación geomagnética Sq. Las variaciones día a día en estaciones al norte (o al sur) del foco (norte) se correlacionan positivamente entre sí, mientras que las que están a distinto lado del foco lo hacen negativamente. Por ello concluyen que el movimiento latitudinal del foco es más importante que la variación de la intensidad de la corriente para la variabilidad día a día de Sq.

Según Yamazaki et al. (2011a) la intensidad total de la corriente en el sistema de corrientes equivalentes Sq a lo largo del meridiano magnético de 210° entre 2000 y 2002 muestra variaciones debidas a la actividad solar, variaciones estacionales y variaciones día a día; los resultados muestran que la intensidad total de la corriente varía un 14% de día en día luego de eliminar las otras 2 contribuciones.

También ha sido determinada la variación longitudinal y estacional del sistema de corrientes ionosféricas en intervalos tranquilos (2006-2008) a partir de observaciones de satélites (Pedatella et al., 2011)

Takeda (2013) estudia la contribución del viento y la conductividad ionosférica usando un modelo IRI, y del campo magnético principal sobre Sq usando Sq(Y), determinando que la actividad solar controla la conductividad ionosférica, y que los campos eléctricos de la dínamo y los vientos neutros tienden a decrecer cuando la actividad solar aumenta.

Es decir que aún en días de similar actividad geomagnética y solar o época del año, se encuentra que las variaciones geomagnéticas registradas en días tranquilos (Sq) en un mismo observatorio pueden diferir en su forma (Van Zele, 2013a). Si bien la intensidad no es grande (excepto bajo el electrochorro ecuatorial) comparada con la debida a las perturbaciones, su determinación es importante pues para el estudio de perturbaciones se supone que en los registros subyace Sq, que debe ser sustraída; para ello se utiliza la registrada el día Q más próximo, o la más habitual para esa latitud, o el promedio de las Sq de los días más tranquilos de ese mes, o el promedio de las Sq de días cuyos índices satisfacen determinadas condiciones, o alguna otra variante. En este trabajo se esbozan motivos por los que las variaciones registradas pueden diferir, teniendo en consideración las variaciones de la posición de los vórtices, no así la dimensión de los discos o la intensidad de las corrientes. Para

ello se consideran las variaciones geomagnéticas de la componente norte $X(t)$, este $Y(t)$ y vertical hacia el centro de la tierra $Z(t)$ registradas en observatorios africanos y europeos a longitudes próximas a las de Greenwich (0°) durante días tranquilos aislados. Se seleccionan dos días muy tranquilos según los índices de actividad geomagnética K_m (Menvielle and Berthelier, 1991) en [2006, 2009], años de baja actividad solar, pues entonces la radiación incidente es más estable (medida por ejemplo con el índice F10.7 o sus derivados) (Yamazaki et al., 2011b; Van Zele, 2013b), las fulguraciones solares son menos numerosas (Van Zele and Meza, 2011) y el número de manchas solares (indicador de la eyección de partículas solares que alcanzaban la magnetosfera, ingresarían en ella y la perturbarían) es menor. Se descartan influencias de perturbaciones aurorales verificando que los índices de actividad AL y AE (Mayaud, 1980) son mínimos. En cada día universal, son registrados 1440 valores (cada minuto del día universal: $t \in [0, 1439]$). Los índices symH y symD (Iyemori et al., 2010), medida de la corriente anillo ecuatorial simétrica, son utilizados para descartar esta influencia y la de las corrientes de Chapman-Ferraro (Parks, 1991). Se calculan $\text{symX}(t)$ y $\text{symY}(t)$ a partir de los índices $\text{symH}(t)$ y $\text{symD}(t)$:

$$\text{symX}(t) = \text{symH}(t) \cdot \cos\theta \cdot \text{sen}(\text{symD}(t)) \quad ; \quad \text{symY}(t) = \text{symH}(t) \cdot \cos\theta \cdot \text{cos}(\text{symD}(t));$$

el factor $\cos\theta$ considera la influencia de la corriente anillo (supuesta en el ecuador geomagnético) en la latitud del observatorio. Los valores de la medianoche local (X_0, Y_0, Z_0), se calculan como $X_0 = X(0) - \text{symX}(0)$, $Y_0 = Y(0) - \text{symY}(0)$, $Z_0 = Z(0)$. Las variaciones diarias sin la contribución de la corriente anillo simétrica o de la magnetopausa, y medidas a partir del valor de la medianoche local resultan:

$$dX(t) = X(t) - \text{symX}(t) - X_0; \quad dY(t) = Y(t) - \text{symY}(t) - Y_0; \quad dZ(t) = Z(t) - Z_0, \quad (1).$$

En todos los casos el error considerado en los datos es de 1 nT.

En este trabajo se comparan estos registros con las variaciones que produciría una corriente ionosférica equivalente circular (ver modelo) y con ello se estimaría la localización del observatorio respecto del foco V de las corrientes.

EL MODELO

El objetivo de este modelo es estimar y caracterizar la morfología de las variaciones geomagnéticas debidas a corrientes ionosféricas de disco (planas). Para ello se estudia el campo magnético que genera una espira de corriente plana (en la ionosfera) de vórtice en V, radio "a" y de intensidad "i" que circula en sentido negativo (horario, vista por encima de la ionosfera, como en el hemisferio sur), situada a una altura "h" sobre una superficie plana (la tierra) y paralela a la corriente, a lo largo de una recta en la superficie (trayectoria del observatorio a lo largo de un paralelo) situada a una distancia "d" de V' (V' es la proyección de V sobre la superficie), en posiciones "l" sobre ella. Adimensionalizando las longitudes, siendo $A = a/h$, $D = d/h$ y $L = l/h$, se obtiene que la contribución a la componente X (DX) de un diferencial de arco $d\phi$ es:

$$DX(\phi) = (h^2/\mu) \Delta X(\phi) = i \cdot \cos\phi / \lambda(\phi), \text{ siendo } \lambda(\phi) = [1 + D^2 + L^2 + A^2 - 2 \cdot A \cdot (D \cdot \cos\phi + L \cdot \text{sen}\phi)]^{3/2}$$

$$DY(\phi) = (h^2/\mu) \Delta Y(\phi) = i \cdot \text{sen}\phi / \lambda(\phi)$$

$$DZ(\phi) = (h^2/\mu) \Delta Z(\phi) = i \cdot (A - L \cdot \text{sen}\phi - D \cdot \cos\phi) / \lambda(\phi)$$

Se han calculado con Wolfram Mathematica (www.wolframalpha.com)

$$dX = \int_0^{2\pi} DX(\phi) d\phi \quad dY = \int_0^{2\pi} DY(\phi) d\phi \quad dZ = \int_0^{2\pi} DZ(\phi) d\phi \quad (i=1),$$

variaciones proporcionales a las geomagnéticas que registraría un observatorio ubicado en un paralelo a una distancia D al sur del vórtice V' en el hemisferio sur ($D < 0$).

Un observatorio que recorriera un paralelo al sur de V' sur pero no pasara por debajo de la corriente en este trabajo se lo referirá como polar (SP); si se encontrara al sur de V' sur pero pasara por debajo de la corriente se referirá como tropical (ST); y si se encontrara entre V' sur y el ecuador (pasando por debajo de la corriente) como ecuatorial (SE). Las Figuras 1, 2 y 3 muestran las variaciones debidas a una corriente circular ionosférica de radio $A=5$ para $L \leq 0$; la Fig.1 para un observatorio SP ($|D| > A$, D fija y negativa; la Fig. 2 para un observatorio ST ($-5 < D < 0$, D fija) y que pasa por debajo de la corriente en $L = (A^2 - D^2)^{1/2}$. La Fig.3 muestra las variaciones que registraría un observatorio ST pero considerando que V (y V') varía linealmente su posición hacia el sur del observatorio según $D(L) = (6/7) \cdot L + 2$; ($D(-7) = -4$; $D(0) = 2$; cruza al norte de V' sur en $L = -7/3$ y pasa por debajo de la corriente en $L = -4,61$ (STM: observatorio en hemisferio sur, tropical con foco móvil). En todos los casos dX, dY y $dZ \rightarrow 0$ para $L \rightarrow \pm\infty$; $dY(L, D, A) = 0$ identifica la longitud del V' ($L=0$). Las curvas dX y dZ son funciones pares respecto de $L=0$ y dY es una función impar. Para un foco móvil la simetría mencionada se conserva si V invierte el movimiento a partir de $L=0$.

Para un observatorio SP (ver Fig.1): $A < |D|$ (el observatorio nunca pasa por debajo de la única corriente): $A=5$ y $D=-6$, $L \leq 0$. Puede observarse que en $L < 0$: i) las variaciones son negativas; ii) $dZ(L) < 0$, alcanza un mínimo absoluto en $L(Z_{mi}) < 0$ ($L = -0,8$) y un máximo relativo en $L=0$; iii) $dX(L)$ alcanza el mínimo absoluto en $L=0$.

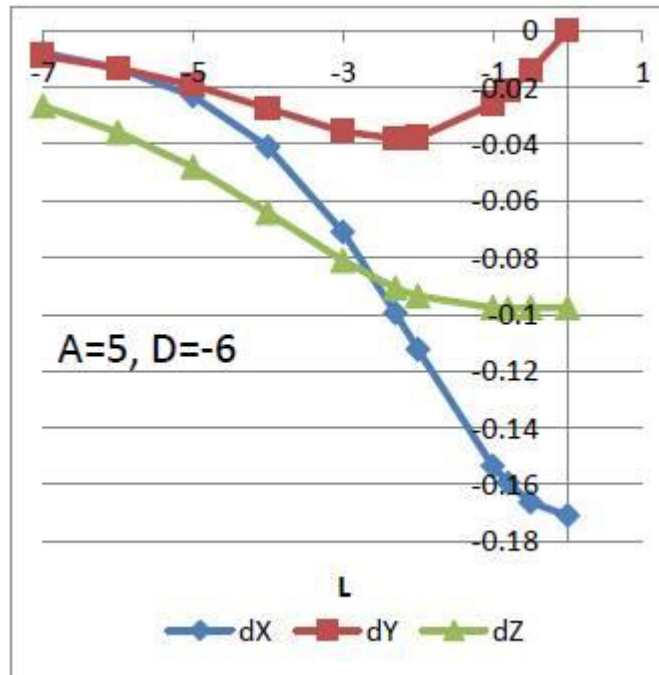


Figura 1: variaciones geomagnéticas, proporcionales a las correspondientes a una circunferencia de corriente ionosférica (de radio $A=5$), calculadas para un observatorio SP que recorre un paralelo en $D=-6$. Sólo se grafica para $L \leq 0$. dZ alcanza el mínimo en $L < 0$.

Figure 1: geomagnetic variations, proportional to those corresponding to an ionospheric current circumference (radius $A=5$), calculated for a SP observatory, which travel a parallel with $D=-6$. It is represented only for $L \leq 0$. dZ reaches its minimum at $L < 0$.

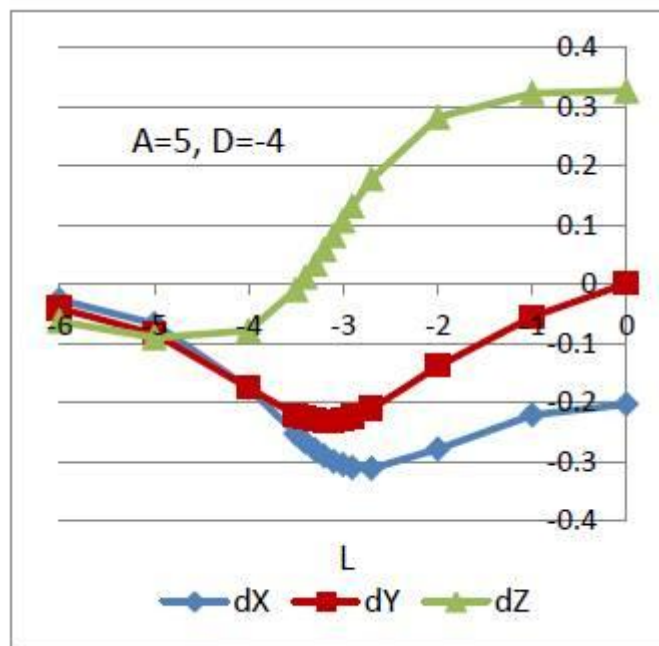


Figura 2: variaciones geomagnéticas, proporcionales a las correspondientes a una circunferencia de corriente ionosférica (de radio $A=5$), calculadas para un observatorio ST, para $D=-4$.

Figure 2: geomagnetic variations, proportional to those corresponding to a circumference of ionospheric current (with radius $A=5$), calculated for an observatory ST, for $D=-4$.

Para un observatorio ST (ver Fig.2): $A > |D|$: $A=5$ (circunferencia (o disco muy estrecho) de corriente ionosférica de radio $a=5 \cdot h$), $D=-4$, de modo que en $L=-3$ el observatorio pasa por debajo de la corriente: ($A^2 = D^2 + L^2$). Puede observarse que: i) $dX(L) < 0$, alcanza un mínimo absoluto negativo en $L=0$ y un máximo relativo negativo en $L=-3$; ii) $dZ(L)$ alcanza un mínimo absoluto negativo ($L(Z_{mi}) < 0$) y un máximo absoluto positivo en $L=0$.

Para un observatorio STM: V (y V') se desplaza linealmente hacia el sur del observatorio según $D(L) = (6/7)L + 2$ ($D(-7) = -4$; $D(0) = 2$; $D(-7/3) = 0$) y radio $A=5$. Se observa que: i) $dX(L)$ alcanza un mínimo absoluto negativo en $L(X_{mi}) < 0$ y un máximo relativo positivo en $L=0$; $D(-7/3) = 0$ indica, cuando $L < 0$, que el observatorio y el foco se encuentran a la misma latitud, pero el observatorio a menor longitud que el foco; ii) $dZ(L)$ alcanza un mínimo absoluto negativo en $L(Z_{mi}) < -5$, un máximo absoluto positivo en $-5 < L(Z_{Ma}) < 0$, un mínimo relativo positivo, y un máximo relativo positivo en $L=0$. Si V (y V') se moviera hacia el norte, alejándose del observatorio $dX(0) < 0$.

Aquí se denominarán NE ($D > 0$) a los observatorios ubicados simétricamente a SE respecto del ecuador, NT a los simétricos a ST y NP a los simétricos a SP, respecto de $D=0$. Como $dY(L) < 0$ si $L < 0$, $dY(0) = 0$, y $dY(L) > 0$ si $L > 0$ en el sur y viceversa en el norte, el signo de dY en $L < 0$ define (en muchos casos) si el observatorio se encuentra en el hemisferio sur o norte; además las otras 2 componentes ayudan a clasificar la ubicación del observatorio,

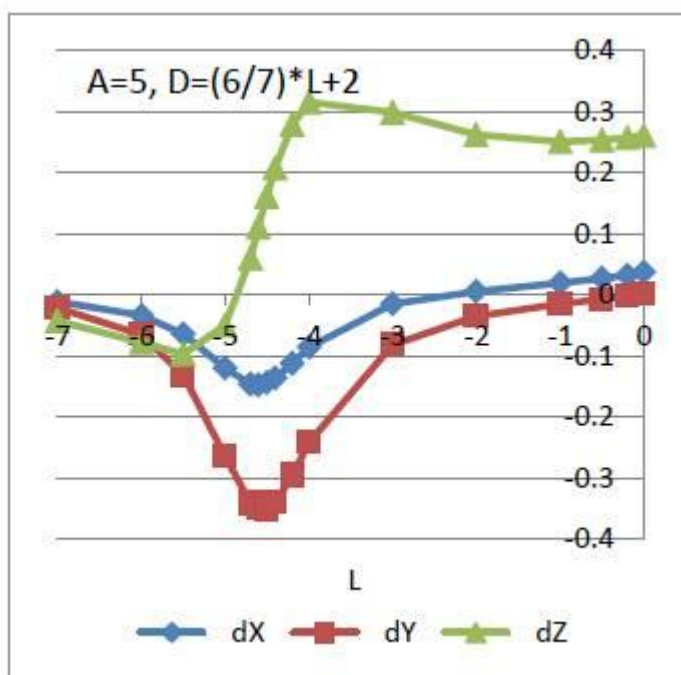


Figura 3: variaciones geomagnéticas calculadas para un observatorio STM, proporcionales a las correspondientes a una circunferencia de corriente ionosférica (de radio $A=5$), con un vórtice que varía linealmente su posición hacia el sur del observatorio según $D(L) = (6/7)L + 2$ ($D(-7) = -4$; $D(0) = 2$; $D(-7/3) = 0$). Sólo se grafica para $L \leq 0$.

Figure 3: geomagnetic variations calculated for an observatory STM, proportional to those corresponding to a circumference of ionospheric current (with radius $A=5$), with a vortex changing its position to the south after $D(L) = (6/7)L + 2$, so ($D(-7) = -4$ and $D(0) = 2$). It is only represented for $L \leq 0$.

SP	ST	SE	NE	NT	NP
dx_{SP}	dX_{ST}	$dX_{SE} = -dX_{ST}$	$dX_{NE} = -dX_{ST}$	$dX_{NT} = dX_{ST}$	$dX_{NP} = dX_{SP}$
dZ_{SP}	dZ_{ST}	$dZ_{SE} = dZ_{ST}$	$dZ_{NE} = -dZ_{ST}$	$dZ_{NT} = -dZ_{ST}$	$dZ_{NP} = -dZ_{SP}$

Tabla 1: relación entre las componentes geomagnéticas norte y vertical de observatorios S y N respecto de SP y ST (graficadas en las Fig. 1, 2 y 3).

Table 1: relations between south and north geomagnetic components from S and N observatories in relation with SP and ST drawn at Fig. 1, 2 and 3.

El modelo sólo muestra la variación debida a una circunferencia de corriente, aunque en realidad la ionosfera está constituida por un disco de corrientes alrededor de V.

LOS DATOS

Los observatorios considerados figuran en la Tabla 2, donde se indican las coordenadas (lat.geog. θ ;lon.geog. φ , latitud geomagnética) y t_m (TU): la hora del mediodía (TU=12- ϕ /15°).

Obs.	lat.geog. θ	lon.geog. φ (°)	lat.geom.	t_m (TU)
HER	-34,42°	19,23	33,91° S	10,72
KMH	-26,54°	18,11	26,17° S	10,79
HBK	-25,88°	27,71	27,03° S	10,15
TSU	-19,20°	17,58	18,75° S	10,83
ASC	-7,88°	-14,38	2,36° S	12,96
BNG	4,33°	18,57	4,10° N	10,76
MBO	14,38°	-16,97	19,81° N	13,13
TAM	22,79°	5,53	24,41° N	11,63
GUI	28,32°	-16,44	32,42° N	13,1
SFS	36,46°	-6,20	39,76° N	12,41
SPT	39,55°	-4,35	42,46° N	12,29
AQU	42,35°	13,32	42,18° N	11,11
BFO	48,3°	8,32	48,81° N	11,45
BFE	55,62°	11,67	55,24° N	11,22
UPS	59,9°	17,35	58,35° N	10,84
KIR	67,8°	20,42	62,25° N	10,64
HRN	77,0°	15,55	73,9° N	10,96

Tabla 2: siglas IAGA de los observatorios, coordenadas (°), y hora t_m (TU) del mediodía.
Table 2: IAGA code for the observatories, coordinates, and t_m (UT) at noon

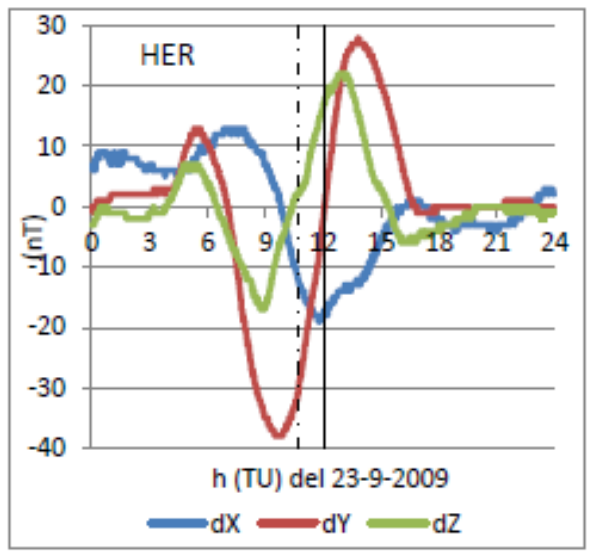
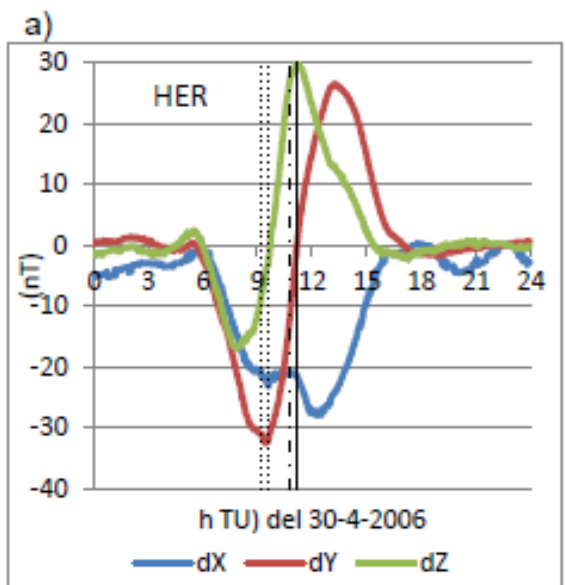
Las variaciones dX, dY y dZ calculadas según la ecuación (1) pueden observarse en la Fig. 4a)...q) para el 30-4-2006 (columna izquierda) y el 23-9-2009 (columna derecha). En ambos días la presión del viento solar sobre la magnetosfera es baja. La posición de V' equivalente a L=0 en el modelo es $t_0 / dY(t_0)=0$, y corresponde al instante en que el observatorio y V' comparten el meridiano (indicado en línea entera en las Fig.4). La columna izquierda de las Fig.4 puede en varios casos asociarse a las variaciones calculadas analíticamente y representadas en las Fig.1, 2 o 3, o similares según la Tabla 1; sin embargo se observa falta de simetría respecto de t_0 significando que para $t > t_0$ las variaciones pueden estar modificadas por asimetría, causas térmicas o de conductividad en la alta atmósfera.

De las Fig.4 se observa que:

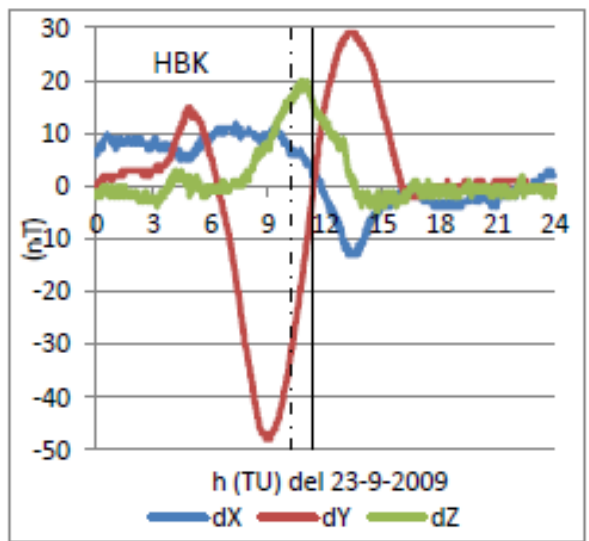
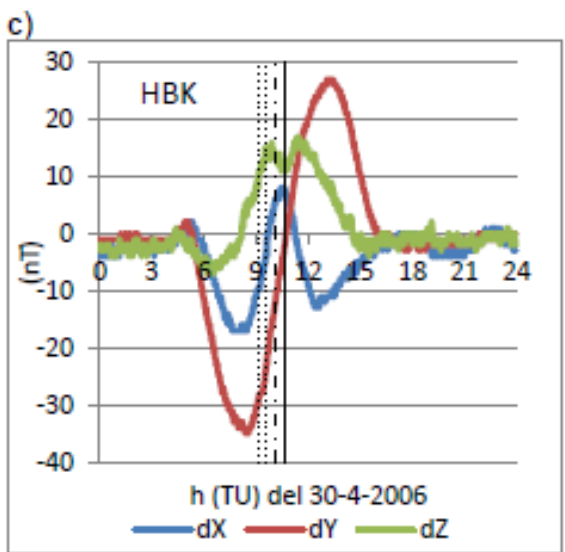
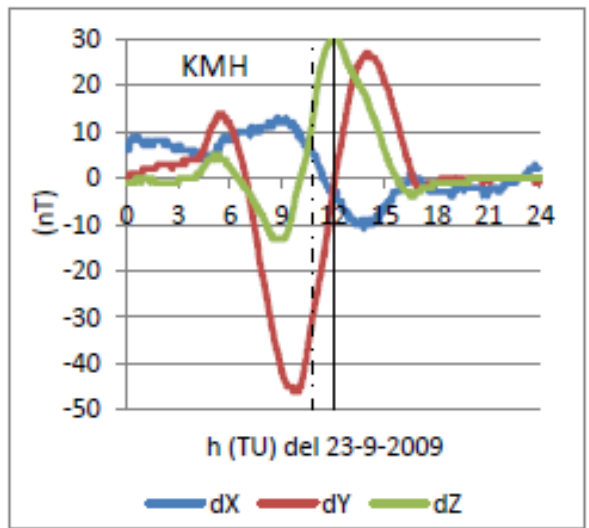
- i) dX no muestra siempre un extremo marcado próximo al mediodía local
- ii) la componente dY muestra claramente que $dY < 0$ para $t < t_0$ en TSU, HBK, KMH y HER, localizados en el hemisferio sur, mientras que $dY(t) > 0$ para $t < t_0$ en TAM, GUI, SFS, SPT, AQU, BFO, BFE, UPS y KIR del hemisferio norte;
- iii) la componente dY registrada en ASC, BNG y MBO no tiene el comportamiento esperado de acuerdo al modelo sino que muestra variaciones más complejas por lo que no se puede aseverar en qué hemisferio se encuentran; en particular parecería que a lo largo del día son influidos por corrientes de ambos hemisferios;
- iv) las variaciones registradas en HER y KMH el 23-9-2009 (sin datos de KMH el 30-4-2006) son similares, dada su localización geográfica (Tabla 2).

En la Tabla 3 se indica t_0 (TU/TL) definida tal que $dY(t_0)=0$ según la ec.1 y se define la posición de los observatorios (S sur o N norte) según las variaciones registradas hasta t_0 de acuerdo a las calculadas por el modelo. A partir de dX y dZ se estima si la posición del observatorio es ecuatorial (E, entre el ecuador y V'), tropical (T, de V' hacia los polos, pero bajo las corrientes), o polar (P, hacia los polos, más allá de las corrientes); la forma de las variaciones cuando V' no es fijo sino que se desplaza hacia el polo y revierte a partir de t_0 está indicada con M; si no detiene su desplazamiento se indica con M*; también se indica el instante $t_v \leq t_0$ tal que $dX(t_v)=0$ es decir donde el observatorio y el foco se encuentran a la misma latitud.

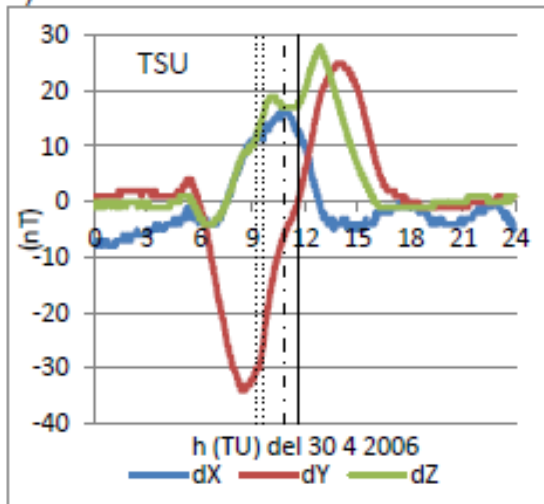
En la Tabla 3 existen casilleros vacíos pues la determinación de t_v no puede hacerse dado que la curva dX no se corresponde con las del modelo.



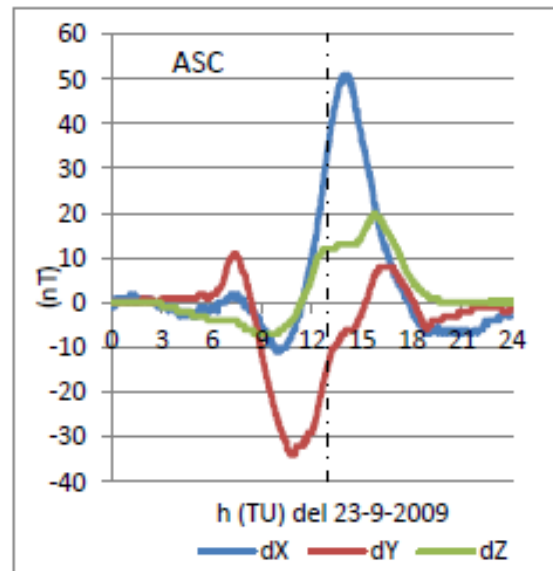
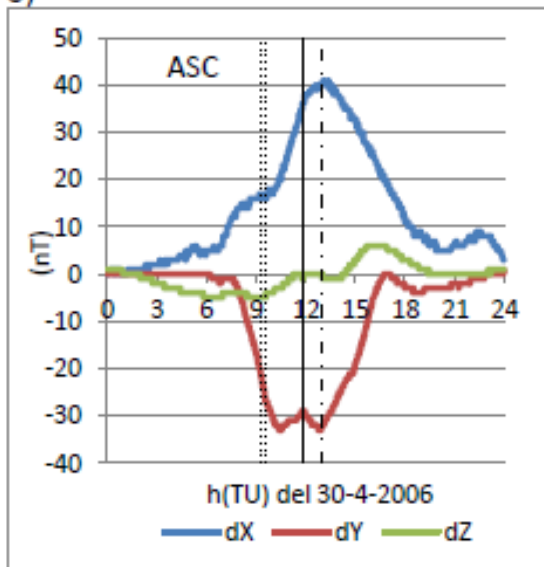
b)



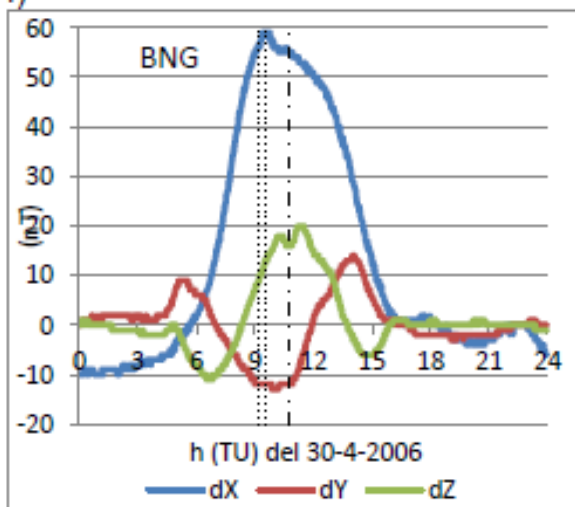
d)



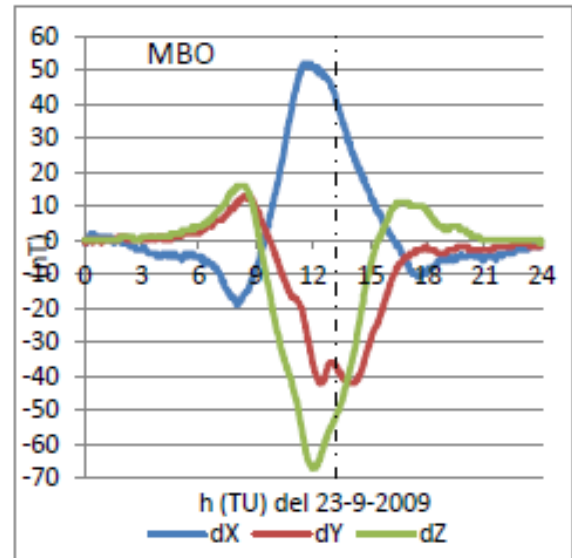
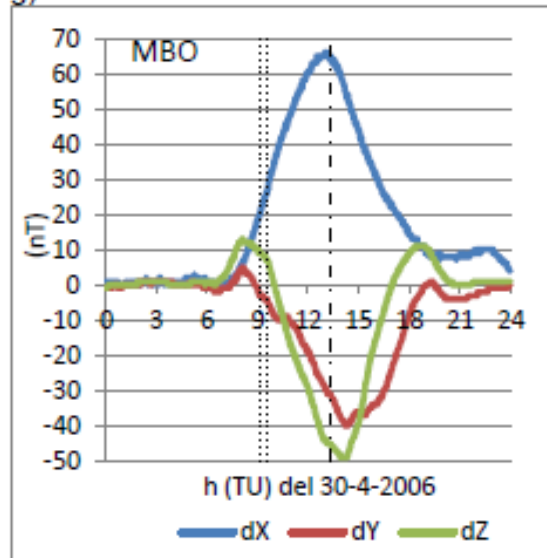
e)



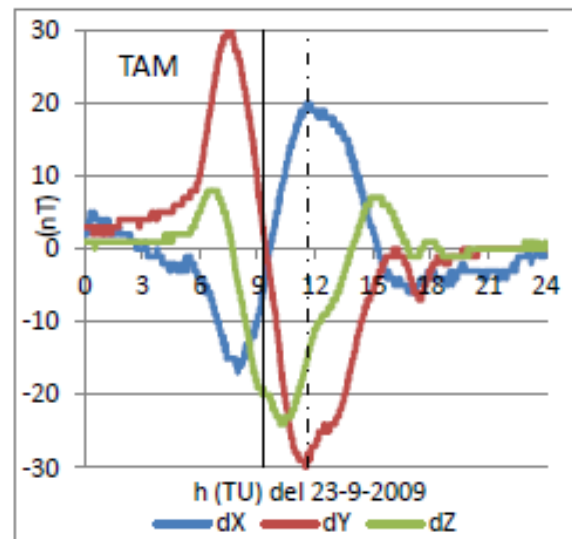
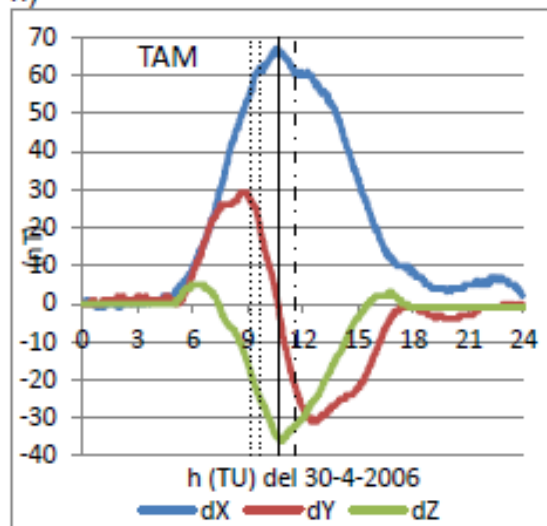
f)



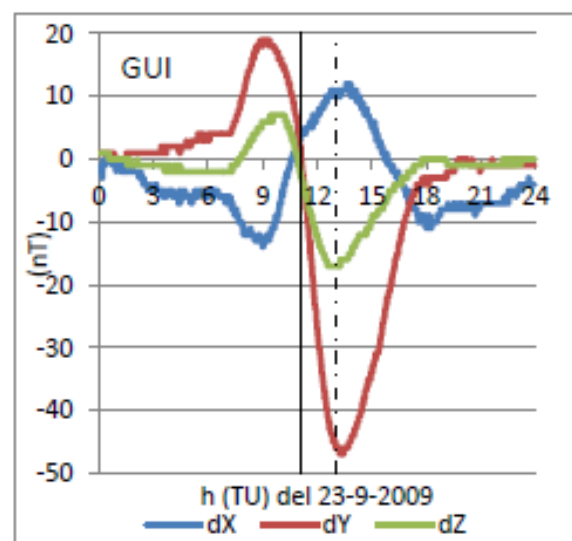
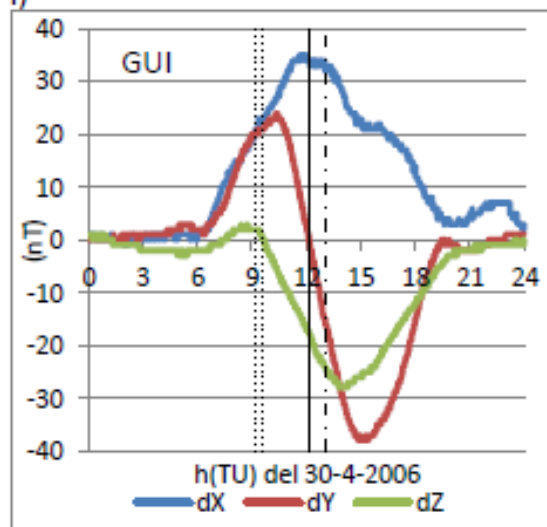
g)

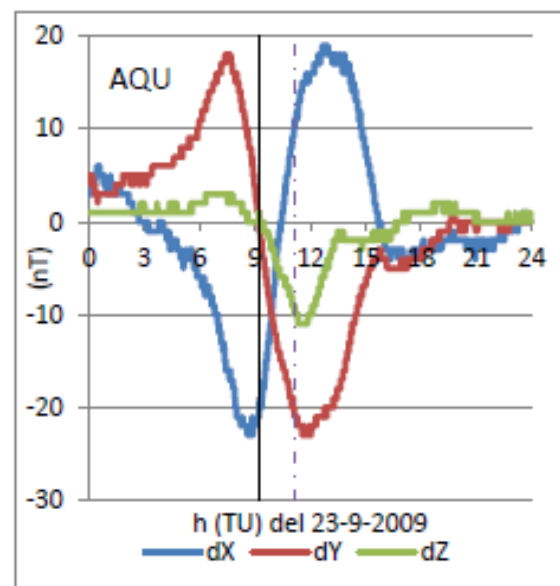
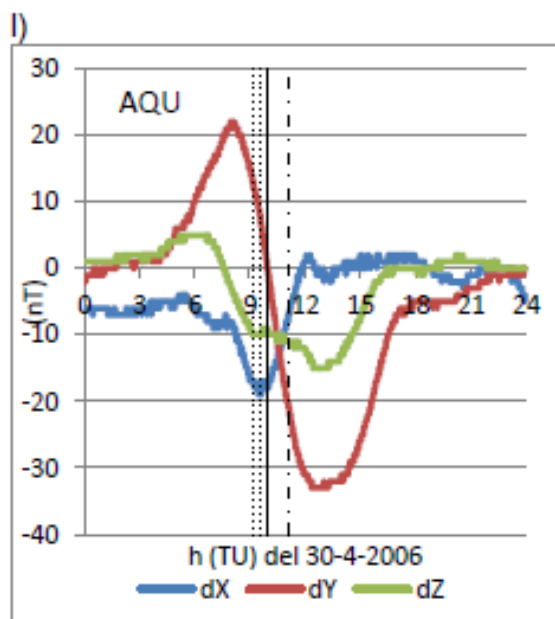
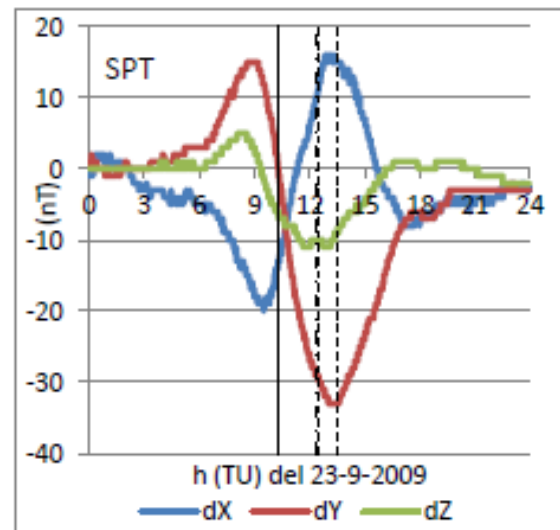
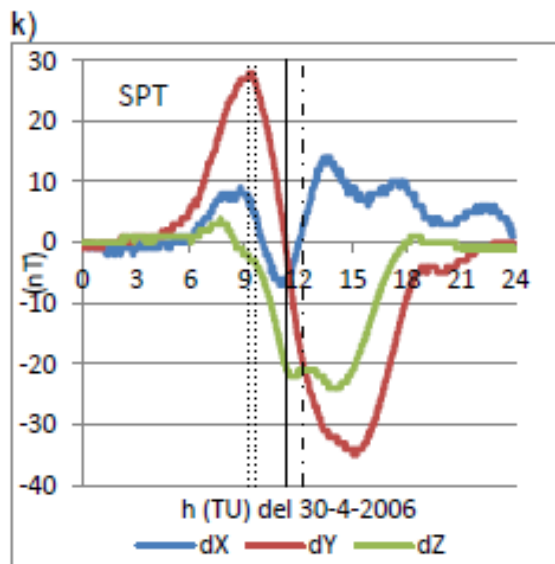
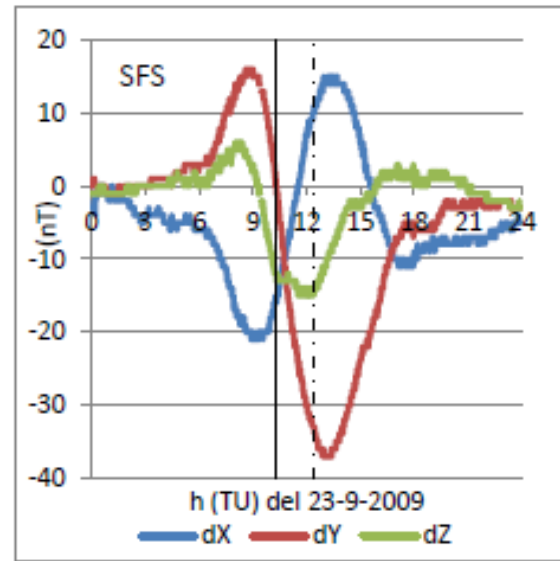
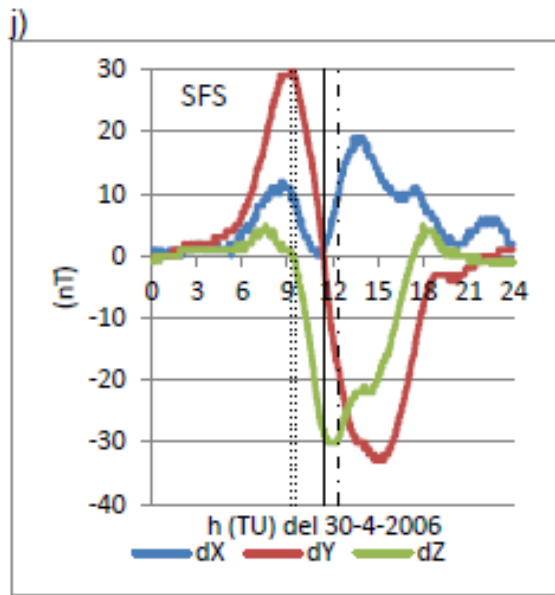


h)

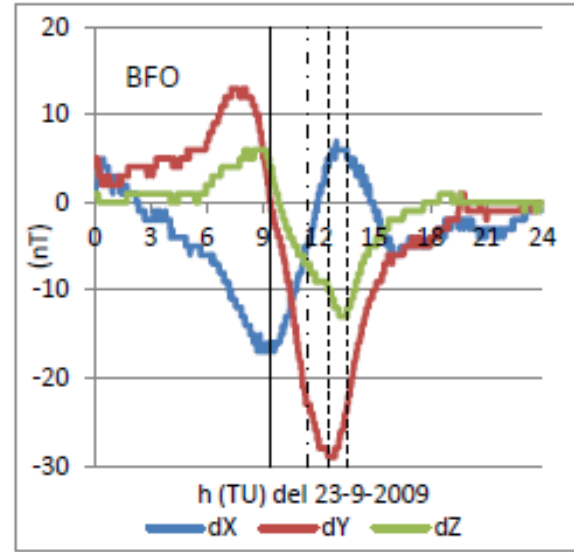
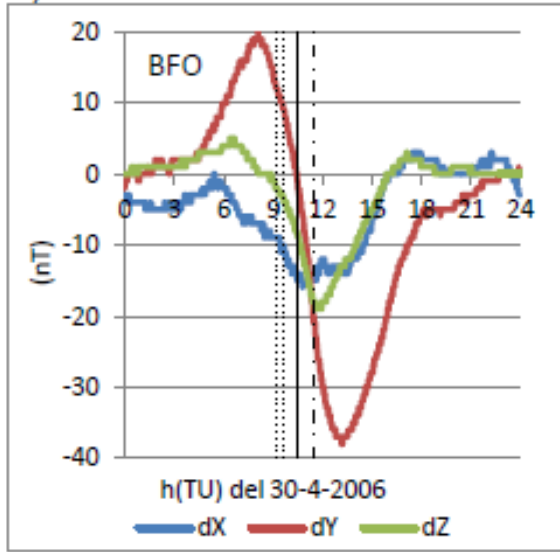


i)

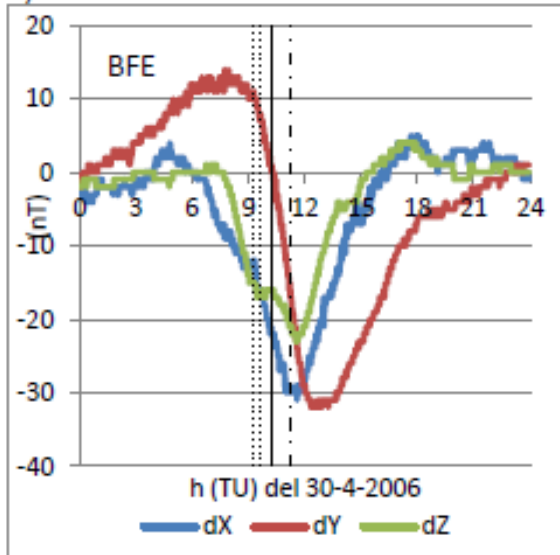




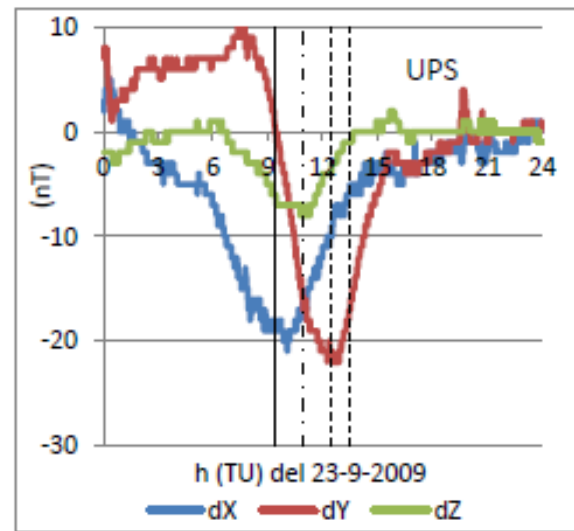
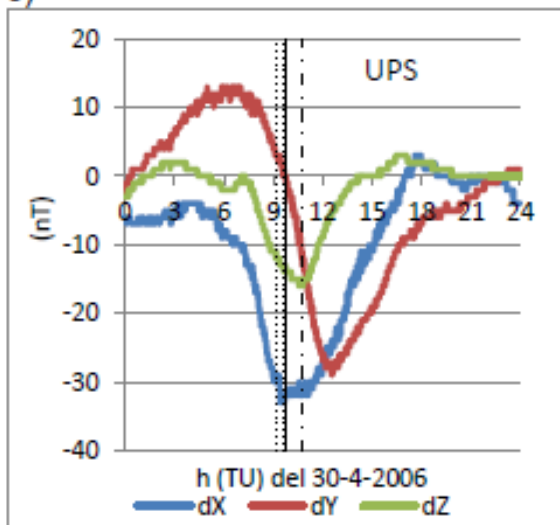
m)



n)



o)



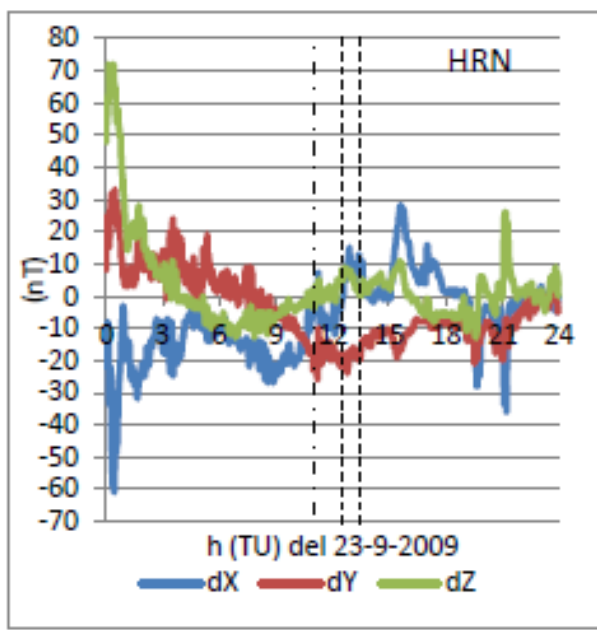
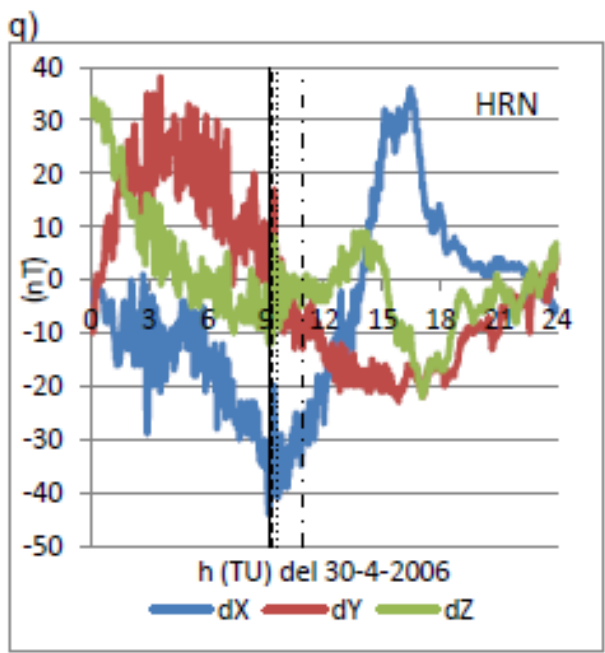
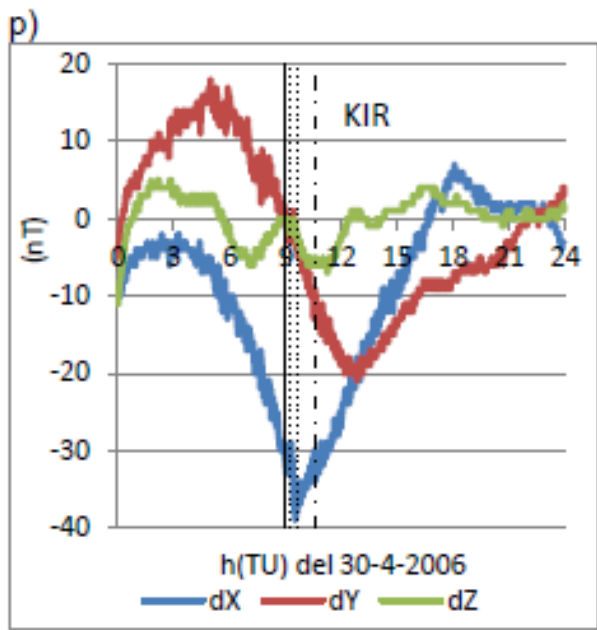


Figura 4: Sq para los observatorios elegidos del 30-4-2006 y del 23-9-2009, calculadas según la ec.(1); las líneas punteadas del primer día indican el horario de la fulguración solar, las del segundo un pequeño pero brusco decremento del índice AL ; la línea entera indica $t_0 / dY(t_0)=0$; la línea combinada indica el mediodía local (t_m).

Figure 4: Sq for April 30, 2006 and September 23, 2009, for the chosen observatories, calculated after ec.1; dotted lines show the presence of a solar flare the first day, at the second day they represent a small but sudden decrease of AL; dashed lines correspond to t_m and combined line to t_0 .

De la Fig. 4 y los valores de la Tabla 3, a pesar de compararse con un modelo de una corriente unidimensional, se observa que

- i) t_0 (TL) (ver en la Tabla 3 o en la línea entera en las Fig.4) para observatorios del hemisferio sur es posterior a los del hemisferio norte;
- ii) en el hemisferio sur t_0 (aprox. a las 12,6 TL) es posterior al mediodía (de la Tabla 2, o de la línea punteada en las Fig.4), mientras que en el hemisferio norte es anterior al mediodía (aprox. a las 11 TL); es decir que el vórtice

precede al mediodía en el hemisferio norte y es posterior al mediodía en el hemisferio sur: a la longitud de Greenwich los vórtices de ambos hemisferios no necesariamente están alineados.

iii) el vórtice (definida su posición por t_0), el 30-4-2006, está menos alejado del mediodía (t_m) que el 23-9-2009 pues este día en el hemisferio sur $t_0 \approx 13,3$, y $t_0 \approx 10$ en el norte; ambos días la longitud de V' dada por t_0 se mantiene aproximadamente constante: los vórtices tienen en diferentes días diferentes posiciones respecto del mediodía.

iv) el 30-4-2006 muestra en HBK, muy claramente, variaciones semejantes a la Fig.3 (indicadas STM en la Tabla 3); lo mismo se observa en SFS y SPT, interpretándose que el vórtice se mueve hacia el norte y luego revierte su posición; la falta de variaciones en los demás observatorios denotando la movilidad de V indicaría que sólo hay un pequeño movimiento latitudinal;

v) el 23-9-2009 registra pequeñas perturbaciones en dX en HER, KMH y HBK lo que no facilita la clasificación;

vi) el 30-4-2006 BNG, MBO y TAM muestran una variación dX superior a las demás, probablemente debido a su proximidad al ecuador magnético, mientras que el 23-9-2009 se registra sólo en MBO (no hay registro en BNG);

vii) el 30-4-2006 las corrientes no alcanzan la latitud de KIR (comparar con Fig. 1);

viii) el 23-9-2009 $t_0 \approx t_v$ en TAM, pudiendo deducir que V' se encuentra próximo al observatorio; los demás valores de t_v mostrarían un alejamiento de V' hacia el norte;

ix) a pesar de que los índices de actividad geomagnética ($\Sigma K_m=0$) y la baja presión del viento solar indicarían que las variaciones registradas deberían ser semejantes, se encuentra para el 23 de setiembre de 2009 una menor respuesta a este modelo geomagnético, tal vez debido a que si bien ambas fechas están próximas a equinoccios, los vientos neutros termosféricos difieren.

Obs.	30 de abril de 2006			23 de setiembre de 2009		
	t_0 (TU/TL))	posic.	t_v (TU/TL)	t_0 (TU/TL))	posic.	t_v (TU/TL)
HER	11,18/12,46	ST		12,07/13,35	S	
HKM	s.d.			12,08/13,29	S	
HBK	10,77/12,62	STM	9,72/11,57	11,42/13,27	S	
TSU	11,60/12,77	SE		s.d.		
ASC						
BNG				s.d.		
MBO						
TAM	10,68/11,05	NE		9,27/ 9,79	NTM*	9,62/ 9,99
GUI	12,13/11,03	NE		11,11/10,02	NTM*	10,6 / 9,5
SFS	11,42/11,01	NEM	11,02/11,61	10,3 / 9,89	NTM*	11,53/11,12
SPT	11,27/10,98	NEM	10,02/ 9,73	10,28/ 9,98	NTM*	11,33/11,04
AQU	9,97/10,86	NT		9,23/10,12	NTM*	10,4 /11,29
BFO	10,42/10,97	NT		9,43/ 9,98	NTM*	11,95/12,5
BFE	10,30/11,08	NT		s.d.		
UPS	9,73/10,89	NT		9,43/10,59	NT	
KIR	9,05/10,41	NP		s.d.		
HRN	9,37/10,41	N			N	

Tabla 3: nombre del observatorio, hora a la que se produce su paso por el meridiano del vórtice de corrientes (t_0 , en TU y TL), definido por $dY(t_0)=0$, clasificación dadas según el modelo, y $t_v / dX(t_v)=0$, con, para cada uno de los 2 días estudiados.

Table 3: observatory name, time t_0 (at universal and local time) when the vortex is at the same meridian after $dY(t_0)=0$, the classification according to this model, and $t_v / dX(t_v)=0$, for both days considered.

CONCLUSIONES

De las comparación de los gráficos de las Figuras 4 resulta que a pesar de la igualdad de requerimientos de actividad solar, geomagnética y de viento solar, la forma de las variaciones registradas varía apreciablemente entre los días estudiados, confirmándose la fuerte variabilidad de un día a otro en la posición del foco. De la

comparación con este modelo pueden atribuirse tales diferencias a otros movimientos de los vórtices a lo largo del día que los aquí considerados y que ello puede deberse al desplazamiento del sistema de corrientes hacia el norte o sur (meridionales), este u oeste (zonales) debido a un cambio en las condiciones dinámicas de la atmósfera baja. De la comparación entre los meridianos de localización del foco entre ambos días (t_0 , Tabla 3) se observan diferencias en la posición longitudinal de los vórtices. No existen aún criterios para considerar el estado más o menos estacionario de la atmósfera neutra que permitan agregarse a los geomagnéticos y caracterizar un día tranquilo según las diferentes variaciones. De esta falta de uniformidad resulta la dificultad en la selección de días Q, y mucho más en decidir cual es el Sq indicado para sustraer el día de una tormenta dado que la atmósfera neutra estaría también perturbada.

Agradecimientos. La autora agradece al Departamento de Cs Geológicas de la Facultad de Cs. Exactas y Naturales y al CONICET por las facilidades brindadas para la realización del trabajo, al Centro Mundial de Datos de Kyoto (Japón) por la disponibilidad de los datos e índices geomagnéticos, a la NASA (EEUU) por la facilidad de datos espaciales y al ISGI (Francia) por la facilidad de los índices utilizados en este trabajo.

REFERENCIAS

- Burrows, K., and S. H. Hall, 1965. Rocket measurements of the geomagnetic field above, Woomera, South Australia, *J. Geophys. Res.*, 70, 2149–2158, doi:10.1029/JZ070i009p02149.
- Chapman, S. and J. Bartels; 1940. *Geomagnetism*, Oxford at the Clarendon press, vol. I, pp 542.
- Forbes, J.M., 1985. Middle atmosphere tides, *Handb. MAP*, 18, 50-56.
- Gen-Xiong Chen, Wen-Yao Xu, Ai-Min Du, Ying-Yan Wu, Bo Chen, and Xiao-Can Liu, 2007. Statistical characteristics of the day-to-day variability in the geomagnetic Sq field. *J. Geophys. Res.*, 112, A06320, doi:10.1029/2006JA012059.
- Hasegawa, M., 1960. On the position of the focus of the geomagnetic Sq system, *J. Geophys Res.*, 65, 1437–1447.
- Iyemori T., M. Takeda, M. Nose, Y. Odagi and H. Toh, 2010. Mid-latitude Geomagnetic Indices "ASY" and "SYM" for 2009 (Provisional). Data Analysis Center for Geomagnetism and Space Magnetism, Graduate School of Science, Kyoto University, Japan.
- Killeen, T.L., B. Nardi, P.N. Purcell, R.G. Robie, T.J. Fuller-Rowell, and D. Rees, (1992). Neutral winds in the lower thermosphere from Dynamic Explorer 2, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1093-1096.
- Le Sager P. and T. S. Huang, 2002. Longitudinal dependence of the daily geomagnetic variation during quiet time. *J. Geophys. Res.*, 107, A11, 1397, doi:10.1029/2002JA009287.
- Malin, S. R. C., 1973. Worldwide distribution of geomagnetic tides, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 274, 551– 594.
- Manson, A.H., et al., Mean winds of the upper middle atmosphere (60–110 km), 1985. A global distribution from radar systems (M.F., Meteor, VHF), *Handb. MAP*, 18, 19-22.
- Manson, A.H., C.E. Meek, H. Teitelbaum, G.J. Fraser, M.J. Smith, R.R. Clark, R. Schindler, and D. Korschner, 1989. Global behavior of the height/seasonal structure of tides between 40° and 60° latitude, *Handb. MAP*, 27, 303-316.
- Mayaud, P. N., 1965. Analyse morphologique de la variabilité jour à jour de la variation "régulière" S_r du champ magnétique terrestre, II, Le système de courants C_m (régions non polaires), *Ann. Geophys.*, 21, 515–544.
- Mayaud P.N., 1980. Deviation, meaning and use of Geomagnetic Indices. *AGU Geophysical Monograph* 22, pp154.
- Menvielle M. and A. Berthelier, 1991. The K derived planetary indices. Description and availability. *Reviews of Geophysics* 30.
- Parks, G.K., 1991. *Physics of space plasma, an introduction*. Addison-Wesley publishing Company, pp 538.
- Pedatella N. M., J. M. Forbes, and A. D. Richmond (2011). Seasonal and longitudinal variations of the solar quiet (Sq) current system during solar minimum determined by CHAMP satellite magnetic field observations *J. Geophys. Res.*, 116, A04317, doi:10.1029/2010JA016289.
- Richmond, A. D., and R. G. Roble, 1987. Electrodynamic effects of the thermospheric winds from the NCAR thermospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 92, 12, 365–12,376.
- Stening, R. J., 1991. Variability of the equatorial electrojet: its relations to the Sq Current system and semidiurnal tides, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1979–1982.
- Stening R. T. Reztsova and Le Huy Minh, 2005a. Day-to-day changes in the latitudes of the foci of the Sq current system and their relation to equatorial electrojet strength. *J. Geophys. Res.*, 110, A10308, doi:10.1029/2005JA011219.
- Stening R., T. Reztsova, D. Ivers, J. Turner, and D. Winch, 2005b. A critique of methods of determining the position of the focus of the Sq current system. *J. Geophys. Res.*, 110, A04305, doi:10.1029/2004JA010784.

- Takeda M. (2013). Contribution of wind, conductivity, and geomagnetic main field to the variation in the geomagnetic Sq field; *J. Geophys. Res.*, 118, 4516-4522, doi:10.1002/jgra.50386.
- Takeda M., T. Iyemori and A. Saito, 2003. Relationship between electric field and currents in the ionosphere and the geomagnetic Sq field. *J. Geophys. Res.*, 108, A5, 1183, doi:10.1029/2002JA009659.
- Torta J. M., J. J. Curto and P. Bencze, 1997. Behavior of the quiet day ionospheric current system in the European region *J. Geophys. Res.*, vol. 102, no. A2, pages 2483-2494, february 1, 1997
- Van Zele, M.A., 2013a. La elección de días geomagnéticamente tranquilos. *GEOACTA* 38 (2): 107-127.
- Van Zele, M.A., 2013b. Las variaciones geomagnéticas tranquilas Sq y su relación con parámetros solares. *GEOACTA* 38 (1): 30-47.
- Van Zele, M.A. and A. Meza, 2011. The geomagnetic solar flare effect identify by SIIG as an indicator of solar flare observed by GOES satellite. *Advances in Space Research* 48, 826-836.
- Winch, D. E., 1981. Spherical harmonic analysis of geomagnetic tides, 1964– 1965, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 303, 1104.
- Yamazaki Y., K. Yumoto, T. Uozumi, and M. G. Cardinal, 2011a. Intensity variations of the equivalent Sq current system along the 210° magnetic meridian. *J. Geophys. Res.*, 116, A10308, doi:10.1029/2011JA016632.
- Yamazaki, Y., K. Yumoto, M. G. Cardinal, B. J. Fraser, P. Hattori, Y. Kakinami, J. Y. Liu, K. J. W. Lynn, R. Marshall, D. McNamara, T. Nagatsuma, V. M. Nikiforov, R. E. Otadoy, M. Ruhimat, B. M. Shevtsov, K. Shiokawa, S. Abe, T. Uozumi and A. Yoshikawa, 2011b. An empirical model of the quiet daily geomagnetic field variation, *J. Geophys. Res.*, 116, A10312, doi:10.1029/2011JA016487.

Recibido: 22-08-2014
 Aceptado: 09-01-2015