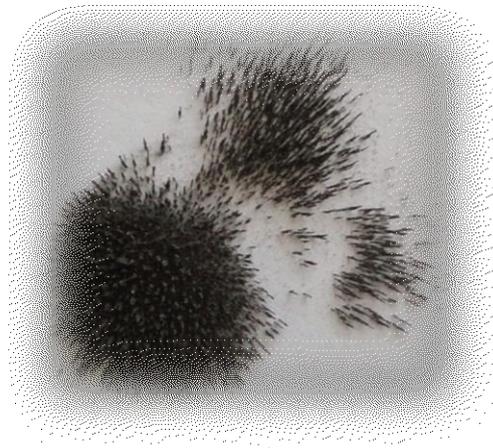


Paleomagnetismo y magnetismo ambiental en sucesiones continentales del Cenozoico Tardío entre Chapadmalal y Necochea, provincia de Buenos Aires.



Lic. Yamile Rico

Director: PhD. Juan Carlos Bidegain

Co-director: Dr. Marcelo Manassero

Tomo I: manuscrito



**UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA**



LABORATORIO DE ENTRENAMIENTO MULTIDISCIPLINARIO
PARA LA INVESTIGACIÓN TECNOLÓGICA

2018

A mi Familia

Agradecimientos

Al Ph.Dr. Juan Carlos Bidegain, quiero agradecerle por haber propuesto, impulsado y dirigido la presente tesis doctoral y los trabajos que he desarrollado como Personal de Apoyo CIC desde el año 1998, en el laboratorio de Paleomagnetismo del LEMIT, por el creado. Por el tiempo y esfuerzo dedicado día a día, con charlas sobre geología, filosofía y diversos temas; por enseñarme la disciplina y fortalecer mi admiración por la naturaleza, observando y comprendiendo la relación del humano con ella. Por los trabajos de campo compartidos y por lo allí aprendido. Por el apoyo económico brindado a través de subsidios propios, para la compra de insumos generales, para poder realizar los trabajos de campo y las medidas magnéticas en los laboratorios de Tandil y Buenos Aires, y para el pago de servicios científicos. Por haberme estimulado a concretar este trabajo de tesis y por creer que podía lograrlo.

Al Dr. Mauro Gómez Samus, por acompañarme en el desarrollo de mis trabajos desde el año 2011, por el intercambio de ideas y conocimiento, por su colaboración en ensayos de laboratorio y trabajos de campo, por hacerme partícipe de sus trabajos; por su amistad.

Al Ing. Luis P. Traversa, director del LEMIT, por permitirme desarrollar la presente tesis en dicha institución y a la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires.

A la Lic. Sandra Jurado, por las charlas y trabajos compartidos en el laboratorio del LEMIT.

A Betina Rodriguez, por su colaboración en tareas de campo.

A Beatriz Pión, por su ayuda con el idioma inglés y los momentos compartidos.

Al Sr. Pedro Barros, ex chofer del LEMIT, por los viajes compartidos y el aguante.

A Gabriela Goñi, por su colaboración en la búsqueda de material bibliográfico a comienzos de la tesis.

A Daniel Alves del Area de Petrología y Geología del LEMIT, por su colaboración en el montaje de granos sueltos y observación microscópica de los mismos. A Leandro Remón, Marcos Panei y Alejandro Ribot, del mismo laboratorio.

A la Ing. Silvia Ziccarelli, Victor A. Parodi, Maximiliano y Mayra, por la realización de ensayos químicos.

Al Ing. Guillermo Álvarez, por su apoyo en el montaje de pisolitas magnéticas y por facilitarnos el uso del microscopio calcográfico para su observación.

A la Dra. Cecilia Elsner, por su apoyo en el desarrollo de la técnica de voltamperometría de micropartículas mediante la puesta a punto de los equipos.

A Nestor y Gabriel, por las charlas compartidas y su valiosa colaboración técnica.

A Miriam y Mónica del CIDEPINT, por sus consejos.

A las doctoras Ana María Sinito y Claudia Gogorza, por recibirme en el laboratorio de Paleomagnetismo del IFAS-UNICEN y permitirme utilizar los equipos; a Claudia y familia en especial, por su cálida atención. Al Dr. Marcos Chaparro, del mismo laboratorio, por enseñarme a manejar el equipamiento necesario.

Al Lic. Gustavo Chiaramonte, director de la Estación Hidrobiológica de Puerto de Quequén, por facilitarme hospedaje en las instalaciones del Museo que allí funciona.

Al Dr. Augusto Rapalini y a la Dra. María Julia Orgeira, por facilitarme el uso del susceptibilímetro en el laboratorio de paleomagnetismo "Daniel Valencio" de la UBA. A María Elena Rodríguez, de la misma institución, por su colaboración técnica y humana.

Al Dr. Marcelo Manassero, por su apoyo.

A los árbitros que evaluaron la presente tesis, Dra. Ana María Sinito, Dra. Claudia Gogorza y Dr. Enrique Fucks, por sus valiosas correcciones.

A mis padres, por creer en mí y estar siempre dispuestos a ayudarme. A mis hermanos Pablo y Paula, por su cariño.

A mis hijos Sabrina, Joaquín y Micaela, y a mi esposo Marcelo, por el aguante en los últimos tramos de la tesis, por estar presente y cerca en cada momento, dándome una mano, hasta en las últimas mediciones magnéticas de laboratorio y de campo, por ser el motor de mi vida, por su amor, por esperarme y por confiar que llegaría el día que les diría con alegría... terminé de escribir la tesis.

INDICE

RESUMEN / SUMMARY

Pág. i-vi

INTRODUCCIÓN

Pág. vii-viii

CAPÍTULO 1: LOS DEPÓSITOS DE LOESS/LOESSOIDES DE ARGENTINA, ANTECEDENTES

Pág. 1-18

1.1 Generalidades

1.2 Granulometría y mineralogía: procedencia.

1.3 Ciclos de sedimentación en zona de estudio.

1.4 Estratigrafía del loess de la provincia de Buenos Aires.

1.4.1 Los acantilados de la costa bonaerense.

1.4.2 Noreste de la provincia de Buenos Aires.

1.5 Contenido paleontológico.

1.6 Paleosuelos

1.7 Depósitos carbonáticos.

CAPÍTULO 2: UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Pág. 19-24

2.1 Ubicación geográfica.

2.2 Geomorfología del sector costero para el tramo Chapadmalal-Necochea.

2.3 Clima actual de la costa atlántica bonaerense.

2.4 Flora y Fauna.

CAPÍTULO 3: FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MAGNETISMO

Pág. 25-34

3.1 Propiedades magnéticas de los materiales

3.1.1 Ferromagnetismo

3.1.1.a Ferromagnetismo en sentido estricto

3.1.1.b Antiferromagnetismo

3.1.1.c Antiferromagnetismo Imperfecto

3.1.1.d Ferrimagnetismo

3.1.2 Paramagnetismo

3.1.3 Diamagnetismo

3.2 Dominios magnéticos de los minerales ferromagnéticos

3.3 Parámetros magnéticos: aplicaciones en geología

3.3.1 Susceptibilidad magnética (χ)

3.3.2 Susceptibilidad dependiente de la frecuencia o Factor F ($\chi_{df}\%$)

3.3.3 Magnetismo Remanente Anhistórico (MRA)

3.3.4 Magnetismo Remanente Isotermal (MRI)

3.3.4.a Adquisición

3.3.4.b Campo Inverso

3.3.5 Histéresis magnética.

3.3.6 Relaciones Interparamétricas y Diagramas.

CAPÍTULO 4: LOS PARÁMETROS MAGNÉTICOS EN EL ESTUDIO DEL PALEOCLIMA Y EL PALEOAMBIENTE: MODELOS MAGNETOCLIMÁTICOS, ANTECEDENTES.

Pág. 35-40

4.1. Modelos magnetoclimáticos

4.1.1 El Modelo Pedogenético

4.1.2 El Modelo de los Fuertes Vientos

4.1.3 El Modelo de los Fuertes Vientos modificado por Pedogénesis

4.2 Minerales que dominan la señal magnética en los sedimentos pampeanos.

CAPÍTULO 5. PALEOMAGNETISMO: FUNDAMENTOS TEÓRICOS y ANTECEDENTES DE ESTUDIOS REALIZADOS EN SUCESIONES LOESSICAS DE ARGENTINA.

Pág. 41-46

5.1 Fundamentos teóricos.

5.2 Antecedentes de estudios paleomagnéticos realizados en la República Argentina, sobre depósitos loésicos del Neógeno-Cuaternario.

6.1 Trabajos de campo.

6.2 Trabajos de laboratorio.

6.2.1 Separación de fracciones granulométricas y concentrados magnéticos.

6.2.2 Microscopía óptica y de barrido electrónico.

6.2.3 Mediciones paleomagnéticas.

6.2.4 Medición de parámetros magnéticos.

Susceptibilidad másica

Magnetismo remanente anhistórico (MRA)

Magnetismo remanente isothermal (MRI)

Ciclos de histéresis

6.3 Trabajo de gabinete.

7.1 Descripción general de los perfiles estudiados.

7.1.1 Punta San Andrés

7.1.2 San Eduardo del Mar

7.1.3 Fogones de La Costa

7.1.4 Centinela del Mar

7.1.5 Bahía de Los Vientos

7.1.6 Punta Negra

7.1.7 Balneario Los Ángeles

7.2 Granulometría de las unidades litológicas.

7.3 Microscopía y otros análisis no-magnéticos.

8.1 Caracterización magnética de las fracciones granulométricas que conforman estos depósitos.

8.2 Comportamiento de los parámetros magnéticos en los perfiles estudiados: mediciones realizadas sobre muestra total.

8.2.1 Susceptibilidad magnética (κ , χ_{bf}), Susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$), magnetismo remanente anhistórico (MRA, χ_{mra}) y relación χ_{mra}/χ_{bf} .

8.2.2 Magnetismo remanente isothermal (MRI)

8.2.2.a Adquisición

8.2.2.b Campo Inverso

8.2.3 Ciclos de histéresis

8.2.4 Análisis general y comparativo de los parámetros magnéticos obtenidos en los perfiles estudiados.

**CAPÍTULO 9. REGISTROS DE POLARIDAD MAGNÉTICA EN LOS PERFILES GEOLÓGICOS ESTUDIADOS:
MAGNETOESTRATIGRAFÍA. *Pág. 119-139***

9.1 Punta San Andrés

9.2 San Eduardo del Mar

9.3 Fogones de La Costa

9.4 Centinela del Mar

9.5 Bahía de Los Vientos

9.6 Punta Negra

9.7 Balneario Los Ángeles

**CAPÍTULO 10: NUEVOS REGISTROS DE POLARIDAD Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN LA
CANTERA DE JUÁREZ DE LA PLATA *Pág. 140-145***

CAPÍTULO 11: CONSIDERACIONES FINALES *Pág. 146-151*

CONCLUSIONES *Pág. 152-159*

BIBLIOGRAFÍA *Pág. 160-183*

RESUMEN

La investigación realizada a los fines de la presente tesis, permitió establecer distintas zonaciones de magnetopolaridad, a la vez que relacionar las variaciones de los parámetros magnéticos con los sedimentos expuestos en los acantilados marinos entre Chapadmalal y Necochea.

Las sucesiones sedimentarias presentan un predominio de depósitos continentales de planicie de inundación y de relleno de canal, sobre los cuales se desarrollaron paleosuelos. Los depósitos carbonáticos son frecuentes en todos los perfiles y presentan diversas morfologías; en algunos casos constituyen verdaderos pisos calcáreos de gran continuidad lateral. En el material parental y en los paleosuelos menos evolucionados, la fracción arena muy fina es dominante; predominan los depósitos de textura franca y franco-arenosa. El contenido de limo fino-arcilla es subordinado y se incrementa en paleolagunas y horizontes arcillosos de paleosuelos (B_{tg}). La mineralogía detrítica es principalmente de origen volcánico.

El patrón de comportamiento magnético es controlado por las titanomagnetitas MD, tanto para las facies depositacionales como para las post-depositacionales. Los registros más elevados de los parámetros χ_{bf} , MRA, χ_{mra} , MRIS, M_s y M_{rs} indican mayores concentraciones de minerales ferrimagnéticos en los materiales parentales de origen fluvial, aluvial y eólico; en horizontes arcillosos de paleosuelos estos parámetros disminuyen respecto a los del material parental; en cuerpos paleolagunares y niveles calcáreos, se registran los valores más bajos. Este patrón de comportamiento, se debe a la disminución de la concentración de titanomagnetita detrítica durante la pedogénesis, producto de su alteración en períodos interglaciales de mayor humedad relativa. A partir de este esquema interpretativo, las oscilaciones de los parámetros magnéticos dentro de cada perfil geológico, reflejan cambios en las condiciones climáticas y ambientales, en tanto las variaciones registradas entre los distintos perfiles, son controladas por diferencias geomorfológicas locales.

El mayor aporte de titanomagnetitas es de origen litogenético y se constata en las fracciones arena muy fina y limo grueso. Por el contrario, en las fracciones limo mediano y limo fino-arcilla, el contenido de dichos minerales es notablemente inferior; en éstas últimas, se incrementan los minerales de alteración y/o neoformados, como argilominerales, materiales amorfos, magnetita DS y SP, hematita y/o goethita. A pesar de la baja concentración de ferrimagnéticos hallada en ésta fracción fina, los estudios realizados indican que su valor de χ_{bf} es controlado "casi exclusivamente" por el aporte de granos de magnetita DS. Por otro lado, si bien la χ_{bf} de la arena muy fina, es influenciada en mayor medida por la presencia de granos ferrimagnéticos MD, la mayor abundancia

de minerales diamagnéticos como el cuarzo y la calcita, “diluyen” en cierta medida el valor de dicho parámetro.

La susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$), es en general inferior a 4%. Sólo en algunos paleosuelos arcillosos con alto contenido de carbonato de calcio, se incrementa a valores cercanos o mayores a 6%, indicando en éstos niveles un aumento relativo de magnetita superparamagnética (SP). Estas nano-partículas se concentran mayormente en la fracción limo fino-arcilla de éstos sedimentos, y particularmente en niveles intensamente hidromorfizados y calcretizados donde se obtuvieron valores de $\chi_{df\%}$ entre 8 y 19%, en todas sus fracciones granulométricas; de ésta manera se evidencia la neoformación de magnetita SP por efecto de la pedogénesis.

Los parámetros de anhistéresis (MRA, χ_{mra}), presentan generalmente el mismo comportamiento que la χ_{bf} , sin embargo, la relación χ_{mra}/χ_{bf} , denota un comportamiento opuesto en niveles con fuerte grado de pedogénesis (horizontes B_{tg}). Como la χ_{bf} decrece por alteración de la magnetita detrítica, la relación χ_{mra}/χ_{bf} se incrementa, y más aún, debido a la neoformación de magnetita dominio simple (DS) durante la pedogénesis. En consonancia con estos resultados, se observa que el magnetismo remanente anhistórico (MRA), es en promedio más elevado en los perfiles de los alrededores de Miramar y Chapadmalal, donde se registran paleosuelos más evolucionados que en otras localidades, como Centinela del Mar y Necochea. Cabe destacar, que en estos paleosuelos, se constató por microscopía de barrido electrónico, la existencia de pequeñas partículas magnéticas contenidas en microagregados arcillosos (aluminosilicatos), formados durante los procesos de argiluvación.

La coercitividad de la remanencia (H_{cr}), se encuentra en el rango de la magnetita en todas las mediciones realizadas (entre 22 y 53 mT). Este parámetro evidenció un comportamiento distinto según se trate de paleosuelos zonales o azonales. En los primeros, H_{cr} es más elevada en el material parental y decrece en horizontes Bt de paleosuelos, donde la neoformación de hematita y/o goethita habría sido poco significativa ($S_{-300} > 0,90$). Este comportamiento es consistente con los valores de H_{cr} determinados para los distintos intervalos granulométricos: en la fracción arena muy fina H_{cr} es mayor que en la fracción limo fino-arcilla. Esto indicaría que el estado de oxidación de las titanomagnetitas presentes en el material parental es mayor al de los granos ferrimagnéticos alterados durante la pedogénesis (reducción química de las titanomagnetitas). Por el contrario, en los suelos azonales, los procesos de hidromorfismo intenso y calcretización, además de producir la destrucción de la magnetita detrítica, generaron condiciones ambientales favorables para la neoformación de cantidades significativas de oxihidróxidos de hierro (posiblemente goethita) responsables del incremento de H_{cr} y de la disminución del coeficiente S_{-300} .

La intensidad del magnetismo remanente natural (J_{mrn}), varía entre las distintas unidades litológicas con la concentración de minerales ferrimagnéticos. Durante el proceso de desmagnetización por

campos magnéticos alternos (c.m.a), la mayoría de las muestras presentó un comportamiento “blando”: a campos iguales o inferiores a 15 mT pierden el 50% de su intensidad inicial y a 30 mT, pierden el 80% o más. En tal sentido, la magnetización remanente característica (MRC), fue definida por debajo de dichos campos, para un máximo desvío angular (MDA) generalmente inferior a 10°. Estos resultados, denotan que el mineral portador de la remanencia magnética de éstos sedimentos, tiene baja coercitividad (magnetita y/o titanomagnetita MD), por lo tanto, con el fin de obtener resultados confiables, se intensificó el número de pasos de “lavado magnético” entre 2,5 y 20 mT. Algunas muestras presentaron componentes viscosas que fueron eliminadas a campos iguales o menores a 7,5 mT, por lo que su presencia no resultó un obstáculo para definir la polaridad magnética de las mismas. Por encima de 40 mT, la estabilidad de los valores de declinación e inclinación del magnetismo remanente generalmente se pierde; a dichos campos, algunas muestras han sido desmagnetizadas “casi completamente” evidenciando una pérdida de J mayor a 95% desde 30 a 100 mT; otras, además de evidenciar la presencia de magnetita MD, denotan además, la existencia de minerales “duros” como hematita, que a campos altos (> 40 mT) no pueden ser desmagnetizados, por cuanto la relación J/J_{mrn} es de alrededor del 20%, aún a 100 mT. En depósitos intensamente bioturbados y en diamictos, contrariamente a lo esperado, se obtuvieron direcciones de magnetización estables, permitiendo definir su polaridad, con alto grado de confiabilidad. Se determinaron magnetozonas de polaridades normales y reversas en casi todas las localidades estudiadas, excepto en Balneario los Ángeles, donde se obtuvieron registros normales y algunos niveles con direcciones ecuatoriales y anómalas. Para éste perfil, se infiere la presencia de al menos 2 zonas de polaridad normal con distinta edad magnética (Brunhes y Jaramillo? u Olduvai?). En Punta San Andrés y San Eduardo del Mar, las zonas de magnetopolaridad fueron asignadas a los crones Brunhes (< 0,78Ma), Matuyama (2,58 a 0,78Ma) y Gauss (3,60 -2,58 Ma), y en Fogones de La Costa, Centinela del Mar, Bahía de Los Vientos, Punta Negra y Balneario Los Ángeles, a los crones Brunhes y Matuyama. La magnetoestratigrafía establecida, indica que los sedimentos de la región son predominantemente del Pleistoceno; los registros más antiguos corresponden al Plioceno Tardío y están mejor representados en los acantilados de Chapadmalal y San Eduardo del Mar.

SUMMARY

The main target of this research was to establish the magnetostratigraphy in the sedimentary sequences exposed in the Chapadmalal- Necochea area, as well as making interpretations of the climatic and environmental variations, by applying parameters of rock magnetism.

The sedimentary sequences show a predominance of continental deposits of floodplain and canal filling, on which paleosols were developed. Calcareous deposits are frequent in all profiles and presenting diverse morphologies; some are carbonate floors with a great lateral continuity. Considering the grain size of sediments, there are noteworthy differences that were taken into account in the analysis of magnetic results. The fine-sand fraction dominates over the others ones in the parent materials and in less evolved paleosols, the fine silt and clay fractions are subordinated but they increase in paleolagoons and argillaceous horizons (B_{tg}). The detrital minerals are mainly of volcanic origin and in the fine silt and clay fractions there is a predominance of montmorillonite and amorphous materials.

The magnetic susceptibility (χ_{if}) and the other parameters of concentration like MRA, χ_{arm} , MRIS, M_s , M_{rs} , show the highest values in the parent material, with either fluvial, alluvial or wind origin. In Bt horizons of paleosols the values are intermediate, lowest values are obtained in paleolagoons and calcareous levels. This behavior is due to the decrease in the concentration of detritic magnetite during pedogenesis, as a result of its alteration in interglacial periods. From this interpretative scheme, the oscillations of magnetic parameters within each geological profile reflect changes in the climatic conditions at a regional level, while the variations registered between the different profiles are controlled by local geomorphological differences.

The largest contribution of ferrimagnetic minerals has a lithogenetic origin and is verified in fractions of very fine sand and coarse silt; on the contrary, in the silt medium and fine silt-clay fractions, the content of detritic magnetite is lower and the alteration and / or newly formed minerals are increased. However, the influence of ferrimagnetic grains on the susceptibility value in the much more fine fractions is greater than in coarser ones due to a major contribution of diamagnetic minerals (such as quartz and calcite) in the later. In addition, pedogenesis and higher humidity carried the "dilution" of ferrimagnetic signal.

The Frequency-dependent susceptibility ($\chi_{fd\%}$) is generally less than 4%. Only at some clay levels with high calcium carbonate content, F- factor increases to values close to or greater than 6%, which indicates a greater contribution of superparamagnetic particles (SP). Even so, these values are not enough to counteract the susceptibility value of the detrital fractions.

Anhyseretic remanent magnetization (ARM) and anhyseretic remanent susceptibility (χ_{arm}) values, generally present the same behavior as the magnetic susceptibility in bulk samples. However, the relation χ_{arm}/χ_{lf} , presents an opposite behavior in levels that have a high degree of pedogenesis (horizons B_{tg}), since the magnetic susceptibility decreases due to detrital magnetite alteration. Even more, ARM values increase due to the neoformation of single domain magnetite (SD) during pedogenesis.

In agreement with the previous data, the ARM values obtained (on average), in the profiles of Miramar and Chapadmalal - where it is evident the presence of well evolved paleosols- are higher than those values obtained in other localities, such as Centinela del Mar and Necochea.

Furthermore, in the mentioned paleosols, the existence of small magnetic particles contained in clay microagregates (aluminosilicates), formed during the argiluviation processes, is confirmed by analyzing of the samples.

The coercivity of remanence (H_{cr}) is into the range of magnetite in all measurements (between 22 and 53 mT). A different behavior among zonal and azonal paleosols was determined. In the zonal paleosols, the H_{cr} records are higher in the parental material, particularly in the sand fraction; on the contrary, they are lower in B_t horizons of paleosols and in the finer fractions. The increasing of H_{cr} in the parental material is due to the contribution of hematite and detritic titanomagnetite with a greater oxidation degree than the magnetite SD formed in pedogenesis. Conversely, in the azonal soils, the processes of intense hydromorphism and calcretization - besides producing the destruction of detritic and pedogenetic magnetite - generated environmental conditions for the neoformation of significant amounts of iron oxyhydroxides, such as goethite, responsible for the increase in H_{cr} and the decrease in the S_{300} coefficient. Consequently, it can be stated that the increase in H_{cr} is due to different carrier minerals, which vary depending on the environments considered.

The intensity of the natural remanent magnetism (NRM) varies between the different lithological units depending on the concentration of ferrimagnetic minerals. During the demagnetization process most of the samples lost more than 50% of their initial intensity at fields equal to or lower than 15 mT, while at 30 mT, the intensity drop was equal to or greater than 80%. In this regard, the characteristic remanent magnetization (ChRM) was defined below the mentioned fields, for a maximum angular deviation (MAD) generally lower than 5. These results denote a behavior of low coercivity minerals during the demagnetization process; therefore, in order to obtain reliable results, it was necessary to carry out a greater number of demagnetization steps below 20 mT. Some samples presented viscous components that were eliminated at fields of some 7.5 mT, so their presence was not an obstacle to define their magnetic polarity. Above 40 mT, most samples lose the remanence and hence the stability of the magnetization. Curiously, and contrary that it was expected, those

deposits with evidence of intense bioturbation, as in Bt horizons, or in poorly sorted deposits; as diamictos, there were obtained stable directions of magnetization; thus giving rise to reliable polarity records.

Records of normal and reverse magnetic polarity were obtained in almost all the studied localities, except in Balneario los Ángeles, where the records of equatorial and anomalous directions suggest the existence of at least of two normal polarity zones superimposed, of different ages. The finding of different faunal associations in each of these magnetozones contributes in the sense of the established interpretation.

In Punta San Andrés and San Eduardo del Mar, the magnetopolarity zones were assigned to the Brunhes (< 0.78 Ma), Matuyama (2.58 to 0.78 Ma) and Gauss (3.60 -2.58 Ma) chronozones, while in Fogones de La Costa, Centinela del Mar, Bahía de Los Vientos, Punta Negra and Balneario Los Ángeles, to the Brunhes and Matuyama chronozones. The magnetostratigraphy established indicates that the sediments of the region belong dominantly to the Pleistocene; the oldest records correspond to the late Pliocene and are better represented in the cliffs of Chapadmalal and San Eduardo del Mar.

INTRODUCCIÓN

El estudio de los minerales de hierro en el loess, reviste importancia para el Paleomagnetismo y para el estudio de las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales. La magnetita y las titanomagnetitas, por cumplir con el ciclo de histéresis, tienen “memoria magnética” y por lo tanto, permiten determinar la polaridad magnética de rocas y sedimentos. El Paleomagnetismo se presenta como una técnica de utilidad en la resolución de problemas de correlación estratigráfica a nivel local y regional; esto es posible a partir de la determinación de la magnetoestratigrafía, como se indica en algunos trabajos realizados en el loess de Sudamérica (Bidegain, 1991; Orgeira, 1991; Bidegain et al., 2005b; Soibelzon et al., 2009; Bidegain y Rico, 2012; Gómez Samus, 2016). De esta forma, los estudios paleomagnéticos cobran relevancia, al considerar que la datación de los cambios climáticos del pasado geológico, ha sido uno de los dilemas de los geólogos que estudian el Cuaternario. En este contexto, los avances alcanzados al relacionar la curva de isótopos de oxígeno indicada por Shackleton y Opdyke (1976), con los registros de susceptibilidad magnética en sedimentos continentales, constituyen el puntapié inicial en el estudio de la ciclicidad de los estadios (stages) glaciares/interglaciares (Heller y Liu, 1984).

Los óxidos y oxihidróxidos de hierro, son los óxidos metálicos más abundantes en el suelo (Schwertmann y Taylor, 1989) y se emplean como indicadores del ambiente pedogenético, ya que el tipo de mineral formado es influenciado por el medio ambiente (Schwertmann, 1985, 1993). Presentan colores llamativos entre rojos, amarillos y pardos, sin embargo, en una mezcla, la hematita de color rojo, enmascara por ejemplo, al amarillo de la goethita (Scheinost y Schwertmann, 1999). El magnetismo ambiental, relaciona las propiedades magnéticas de los minerales, con cambios en su concentración, tamaño y forma (Thompson et al., 1980; Thompson y Oldfield, 1986; Verosub y Roberts, 1995). Los parámetros magnéticos, son sensibles a estas variaciones mineralógicas y proporcionan información acerca de la abundancia relativa de las distintas especies magnéticas y en el caso particular de los ferrimagnéticos, al número de dominios magnéticos (Dunlop y Özdemir, 1997). Esto ha permitido relacionar el comportamiento magnético de sucesiones sedimentarias, con los cambios paleoclimáticos y paleoambientales ocurridos durante el Cuaternario (Maher y Thompson, 1999), permitiendo entre otras cosas, diferenciar la formación autigénica de nanocristales de magnetita y de maghemita en los suelos (Maher, 1991 y Bartel et al., 2005, respectivamente).

El abordaje de la presente investigación, mediante técnicas de magnetismo ambiental, se debe a la posibilidad de aportar un enfoque novedoso al estudio de los procesos depositacionales y postdepositacionales. Más aún, teniendo en cuenta que las mediciones magnéticas son eficientes, no

destructivas, sensibles y pueden abordar problemáticas que no se pueden resolver con otras técnicas (Verosub y Roberts, 1995).

Sobre la base de lo expuesto, se considera que la presencia de minerales ferrimagnéticos en las sucesiones sedimentarias que conforman la cobertura de loess-loessoides del sur de la región pampeana, permitirá establecer la polaridad magnética de 7 perfiles geológicos ubicados en los acantilados de la costa bonaerense, en el tramo comprendido entre Chapadmalal y el sur de Necochea. Estos resultados, propenderán a la definición de la magnetoestratigrafía de la región para el intervalo Neógeno-Cuaternario, en conjunción con los estudios geológicos previstos y los antecedentes paleontológicos. La medición de sus parámetros magnéticos, permitirá obtener información acerca de su mineralogía magnética en un amplio rango de granulometrías, ya que los análisis comprenden no sólo la medición de la muestra total, sino de las fracciones arena, limo y arcilla. En tal sentido, a partir de los resultados obtenidos, se prevé aportar información de interés referida a las características del agente de transporte, el ambiente de depositación y los procesos post-depositacionales involucrados en el desarrollo de suelos y calcretas.

Teniendo en cuenta lo expuesto, el objetivo general de la tesis, es establecer la magnetopolaridad de perfiles sedimentarios que afloran en los acantilados de la costa bonaerense entre las localidades de Chapadmalal y el sur de Necochea, y caracterizar los ambientes sedimentarios en base a su comportamiento magnético. Para favorecer una mejor interpretación del dato magnético, estos resultados se relacionan con los obtenidos mediante técnicas convencionales de la Geología, que comprenden la observación y descripción geológica de los perfiles en el campo, análisis granulométricos, microscopía óptica y electrónica y difracción de rayos x.

A los fines de realizar una correlación magnetoestratigráfica más amplia, se incorporan nuevos registros paleomagnéticos y de magnetismo de rocas de una sucesión de loess/loessoides de los alrededores de la ciudad de La Plata y se tienen en cuenta las contribuciones científicas de investigadores que preceden la realización del presente trabajo.

A nivel regional, se plantea un análisis comparativo entre los datos paleomagnéticos y de magnetismo ambiental obtenidos en la presente tesis y los de otras regiones loésicas de Argentina, principalmente, aquellas ubicadas al norte y noreste de la provincia de Buenos Aires, donde se concentran el mayor número de investigaciones científicas, sobre el manto de loess pampeano.

1.1 Generalidades

Loess es una palabra originalmente del idioma alemán (löss) que significa material suelto (loose en inglés) y fue utilizada para designar a los materiales detríticos e inconsolidados de la región del Rin, que han sido depositados por el viento conformando extensos mantos de limo y/o arena. Liu et al. (2012), indican que éstos depósitos cubren aproximadamente el 10 % de la superficie terrestre del mundo, principalmente en las latitudes medias. En tal sentido, las regiones loésicas más importantes del planeta se encuentran en China, Siberia, este de Europa, región central de los Estados Unidos, Alaska y Sudamérica; algunas manifestaciones menores, se indican en Australia, Nueva Zelanda, Japón y África. Muhs et al. (2014), describen las características que presentan estos depósitos, e indican su distribución geográfica, haciendo mención de los trabajos más relevantes realizados en las regiones que presentan depósitos de loess.

El período Cuaternario (2,588 Ma – Actualidad), se caracteriza por su marcada ciclicidad climática, caracterizada por la alternancia de períodos glaciales e interglaciales. Durante los períodos glaciales, el clima frío, seco y ventoso, favoreció la formación de mantos de loess; en períodos interglaciales, más cálidos y húmedos, la tasa de sedimentación disminuyó y la pedogénesis se incrementó, dando lugar a la formación de perfiles de suelo con diferenciación de horizontes. Estas oscilaciones climáticas (períodos glaciales – interglaciales) han sido relacionadas con las variaciones de los parámetros orbitales de la Tierra (ciclos de Milankovitch), las cuales producen cambios cíclicos en los valores de insolación recibidos por la Tierra y tienen un marcado efecto en el clima global y consecuentemente en los medios sedimentarios (Bardají y Zazo, 2009). Si bien las secuencias marinas proporcionan los registros geológicos más continuos de estas variaciones climáticas, las secuencias de loess/paleosuelos, proporcionan los registros geológicos más completos del ambiente continental del Cenozoico Tardío.

Durante los períodos glaciales, el viento deflaciona el sustrato no englazado y desprovisto de vegetación. Las partículas sueltas, son transportadas por saltación y suspensión, cientos de kilómetros, hasta que por diversas causas, el viento pierde capacidad de transporte y las deposita en otros ambientes sedimentarios, constituyendo depósitos de loess. Actualmente en la Argentina, el viento Pampero, frío y seco, sopla desde el sur o suroeste con ráfagas intensas que provocan un brusco descenso de la temperatura y humedad, y ascenso de la presión atmosférica. En regiones áridas como la Patagonia o asimismo en la Pampa Húmeda durante períodos de sequía, este viento genera "tormentas de polvo" que transportan partículas de oeste a este. Este

viento sopla con más fuerza durante el invierno y posiblemente lo haya hecho también durante los períodos glaciales, ocasionando la deflación del sustrato en el centro-este y norte de la Patagonia y centro de la provincia de Buenos Aires. Evidencia de ello son el gran número de cuencas hidroeólicas de diversas dimensiones que se observan en imágenes satelitales. Al sur del valle de Hucal, ubicado al sureste de la provincia de La Pampa, estas geoformas originadas por erosión eólica e hídrica, son muy notables y en muchos casos conforman grandes salinas, como por ejemplo la del Gran Bajo del Gualicho, ubicado al sur del río Negro. También se observan planicies de inundación deflecionadas y corredores medanosos que se desarrollan en sentido oeste-este. Una parte del material deflacionado en estas regiones es transportado en varias etapas de saltación (Zárate y Blassi, 1991) y depositado en la región Chaco-pampeana, constituyendo una parte importante del manto de “Loess Pampeano”. Cabe señalar, que según Zárate (2003), no habría que descartar la influencia de los vientos troposféricos del este y del norte.

Otra fuente de aporte, han sido las erupciones volcánicas ocurridas durante el Cenozoico Tardío, particularmente las explosivas de gran potencia. Estas generan columnas piroclásticas compuestas por cenizas y gases volcánicos, que son emitidos a la tropósfera y llegan hasta la estratósfera con alturas de entre 10 y 40 km. En ésta última, debido a que el movimiento vertical del aire es casi nulo, los vientos horizontales llegan a alcanzar velocidades de 200 km/hora, mientras que en la tropósfera (donde se manifiestan los fenómenos climáticos), la velocidad, dirección y capacidad de transporte del viento, se encuentra condicionadas por las variaciones térmicas, de presión y humedad. Cuando el viento pierde velocidad, deposita las partículas en forma de lluvia, pudiendo llegar a constituir en algunos casos, niveles de ceniza volcánica; en otros casos, la ceniza se mezcla con los otros materiales que conforman el manto de loess (Zárate y Blassi, 1991).

En nuestro país, los depósitos de loess de la región Pampeana, fueron inicialmente descriptos como depósitos de arcilla y limo. D’Orbigny (1842), Darwin (1846) y Ameghino (1880) realizaron las primeras descripciones del mismo. Su origen fue definido a partir de su similitud con el loess de Europa (Heusser y Claraz, 1865, Frenguelli, 1957). Su distribución fue indicada por Frenguelli (1955), Teruggi (1957), Sayago (1995), Iriondo y Kröhling (1995), entre otros. Se los agrupa dentro de la Formación Pampeana o simplemente “el pampeano”, denominación que por lo general, se utiliza de manera informal. Estos depósitos del Cenozoico Tardío continental, cubren la llanura Chaco-Pampeana como un extenso manto, entre las latitudes 23°S y 40°S (Fig.1.1). Exposiciones naturales de estos depósitos afloran en los acantilados marinos de la costa bonaerense, en barrancas de ríos o arroyos y en márgenes de lagunas; exposiciones artificiales, pueden

observarse en frentes de canteras, excavaciones edilicias y cortes de caminos. Los acantilados marinos entre el norte de Mar del Plata y el sur de Necochea, proporcionan perfiles geológicos de espesor variable, generalmente inferiores a 28 m; en el valle pre-Andino de Tafí del Valle se han registrado exposiciones naturales de 42 y 50 m (Zinck y Sayago, 1999, 2001; Schellenberger et al., 2003). En perforaciones realizadas en la provincia de Buenos Aires se han constatado espesores de hasta 100 m, mientras que Zárate y Orgeira (2007) indican espesores máximos de hasta 300 m. Teruggi (1957), señaló que la presencia de loess primario en nuestro país, es limitada. En su gran mayoría, presenta evidencia de retransporte fluvial. Para diferenciar a éstos últimos del loess primario (de origen exclusivamente eólico), se los denominó depósitos loessoides (Frenguelli, 1955).

El registro estratigráfico que proporcionan estas sucesiones loésicas para el Cenozoico Tardío continental, se encuentra generalmente incompleto y presenta variaciones en cuanto a la edad de sus afloramientos, sin embargo, constituyen el registro geológico más completo del Neógeno-Cuaternario continental de la región pampeana.

1.2 Granulometría y mineralogía: procedencia.

Los primeros análisis granulométricos y mineralógicos del “loess pampeano”, corresponden a los estudios realizados por Teruggi (1957), en los acantilados ubicados entre las ciudades de Mar del Plata y Miramar. Los resultados indican una textura dominada por la fracción arena muy fina y una mineralogía de origen volcánica-piroclástica. En este trabajo, el autor indica que el loess pampeano es texturalmente semejante al de Europa y América del Norte, aunque mineralógicamente muy diferentes. Mientras el “loess” de Argentina está integrado principalmente por minerales de origen volcánico-piroclástico, el de Europa y América del Norte, por minerales derivados de rocas plutónicas. La coincidencia en la textura es producto de la acción selectiva que produce el viento durante el proceso de arranque y transporte de partículas; la diferencia mineralógica está directamente vinculada con la fuente de aporte.

Los minerales livianos más frecuentes en la fracción arena de estos depósitos para el sector costero mencionado, son las plagioclasas (entre 20 y 65 %), el cuarzo (< 20 %), el vidrio volcánico, los fragmentos de rocas volcánicas (entre 1 y 25 %), y el ópalo orgánico (< 1 %, sólo en ocasiones llega al 5 %). Entre los minerales pesados transparentes predominan los anfíboles (hornblenda) y los piroxenos (hipersteno y augita), y entre los opacos, la magnetita, la hematita y el leucoxene. La mineralogía de la fracción limo es muy similar a la de la fracción arena, aunque en los limos gruesos se observa un fuerte incremento de las trizas vítreas y en los limos finos aumenta el

contenido de montmorillonita producto de la alteración de vidrio volcánico. En la fracción arcilla, la montmorillonita es el mineral predominante, producto de la alteración del vidrio volcánico, pero también se observan pequeñas cantidades de cuarzo, feldespato, vidrio volcánico, clorita, illita, caolinita, etc. (González Bonorino, 1965).

Si bien esta mineralogía, confirma la procedencia andina de la mayor parte de estos minerales, estudios posteriores indican que el loess de Argentina, presenta variaciones texturales y mineralógicas a nivel regional (Zinck y Sayago, 2001; Zárate, 2003; Morrás, 2003). Los autores indican que las texturas más gruesas (facies arenosas) y la composición volcánica derivada de los Andes del Norte de la Patagonia (34°-38°S), predominan sólo en el sur de la región pampeana (zona de estudio), mientras que en la Pampa Deprimida, estos depósitos son de textura limo-arenosa a limosa y en la Pampa Ondulada del Sur de Santa Fe, Córdoba y este del Chaco, son aún más finos, como ser limos y limos arcillosos (loess típico y loess arcillosos, respectivamente). Estas variaciones granulométricas, son consistentes con la distancia de la fuente de aporte, ya que los depósitos de loess-loessoides que se encuentran más cercanos a ésta última son texturalmente más gruesos (Pampa Interserrana) que aquellos que se encuentran más alejados (Pampa Ondulada y Deprimida).

Respecto a las diferencias mineralógicas registradas, estudios realizados por Morrás (2003), indican variaciones mineralógicas en sentido oeste-este. El autor indica un incremento del cuarzo en detrimento del contenido de feldespatos y vidrio volcánico hacia el este de la Pampa Norte; un incremento de los minerales pesados hacia el oeste y muy escasos hacia el este de la provincia de Santa Fe; las micas, tanto biotita como muscovita, son más abundantes en el oeste de Santa Fe, mientras que en Buenos Aires son escasas; en los valles interserranos de Tucumán, se registra un loess típico de origen volcániclastico. Si bien estos resultados indican distintas áreas de aporte mineralógico desde las Sierras de Córdoba y San Luis (fuente de aporte de biotita, muscovita, cuarzo), desde la Cuenca del Paraná (fuente de aporte de cuarzo), el cratón de Brasilia (turmalina y circón) y los sistemas de Tandilia y Ventania (rocas graníticas y metamórficas precámbricas y cuarcitas paleozoicas), la composición mineral predominante de los sedimentos "pampeanos" refleja su procedencia volcániclastica derivada principalmente de rocas andinas (Teruggi, 1957; González Bonorino, 1965; Zárate, 2003) y de las cuencas de los ríos Negro y Colorado (Zárate y Blassi, 1991) para la llanura interserrana.

1.3 Ciclos de sedimentación en la zona de estudio.

Si bien las glaciaciones han ejercido un importante control en la sedimentación de la llanura pampeana, no debe descartarse el efecto de la tectónica andina como factor desencadenante. El comienzo de la sedimentación del Cenozoico Tardío se vincula al retiro del mar paranense (Bidegain, 1991; Folguera y Zárate, 2009; Folguera, 2011). La pila de depósitos pampeanos es interpretada como una secuencia pedosedimentaria acumulada durante los últimos 11-12 millones de años y para la cual se reconocen 4 grandes ciclos de sedimentación relacionados con reactivaciones del paisaje pampeano (op. cit.). Regionalmente, la distribución de afloramientos de distintas edades sugiere una mayor estabilidad relativa en el sur, marcada por la formación de calcretas en la Pampa Interserrana a partir del Mioceno Tardío-Plioceno y mayor continuidad del proceso sedimentario en el ámbito de la cuenca tectónica del Salado y de las sierras de Tandil. Las variaciones regionales exhibidas por el registro estratigráfico del Cenozoico Tardío constituyen una manifestación de las estructuras del basamento sobre el cual yace la sucesión sedimentaria. El subciclo sedimentario más antiguo, se expone en el Positivo Bonaerense y la parte norte de la cuenca tectónica de Colorado. Se compone de depósitos fluviales del Mioceno Tardío (11-12 Ma a alrededor de 7-6 Ma) que llevan restos fósiles chasicoenses y huayquerienses. Estos depósitos tienen un espesor medio de 150-200 m, y se encuentran sobre el lecho rocoso precámbrico y paleozoico de la llanura interserrana.

El segundo subciclo sedimentario, representado por el intervalo Mioceno Tardío-Plioceno Tardío (?7-6 - 3,2 Ma), aflora de manera discontinua en las riberas del actual sistema de drenaje. Estos depósitos incluyen restos fósiles huayquerienses, montehermosenses y chapadmalenses. Los afloramientos se localizan en el Positivo Bonaerense, particularmente en el piedemonte del sistema de Ventania, en los valles del Quequén Salado y Quequén Grande, en cursos de agua menores de la parte sur de la Pampa interserrana y en el sector basal de los acantilados de Mar del Plata y Chapadmalal. También se observa en la sección estratigráfica de Monte Hermoso y en varias canteras de los alrededores de Bahía Blanca (cuenca del Colorado). Se trata de sedimentos fluviales que generalmente incluyen fragmentos de roca procedentes de la Sierra de la Ventana y están cubiertos por una calcreta de 1 a 1,5 m de espesor (Folguera y Zárate, 2009). Más hacia el este, los depósitos de este ciclo afloran en distintos tramos del curso inferior de los ríos Quequén Salado y Quequén Grande con restos fósiles de edad Huayqueriense, Montehermosense y Chapadmalalense (Verzi et al., 2008, entre otros). A lo largo de los acantilados Mar del Plata-Chapadmalal, este intervalo estratigráfico se compone de Plioceno Temprano a Tardío (4,5-5 a 3,2 Ma); se trata de limolitas masivas con paleosuelos bien desarrollados que llevan restos fósiles Chapadmalalenses.

El tercer subciclo de sedimentación (Plioceno Tardío-Pleistoceno Tardío, circa 3,2 Ma - 0,040 / 0,030 Ma), de particular interés en este estudio, incluye depósitos de limolitas que llevan restos de fósiles marplatenses, ensenadenses y bonaerenses. Al comienzo de este subciclo se produce una reactivación general del paisaje, dando origen al desarrollo de valles excavados en el sustrato Plioceno Medio-Tardío. El relleno plio-pleistoceno de estos paleo-valles está conformado por depósitos de relleno de canal, depósitos de desborde y facies eólicas finas en la base y por depósitos de planicie de inundación con intervalos de formación de suelos y costras calcáreas en el sector medio a superior. A diferencia de los ciclos sedimentarios anteriores, en éste las condiciones ambientales han sido muy variables; esto se evidencia en los cambios significativos hallados en las asociaciones faunísticas a lo largo del Pleistoceno y por las variaciones litológicas que responden a una alternancia cíclica entre períodos frío-seco y templado-húmedo. Este subciclo se encuentra bien representado en los acantilados costeros entre Mar del Plata y Miramar, aunque no se descarta que las exposiciones ubicadas entre Miramar y el oeste de Necochea también puedan corresponder al tercer subciclo (Folguera y Zárate, 2009). También se constatan en la cuenca tectónica del Salado, en el sistema cordillerano de Tandilia (Rabassa, 1973), a lo largo del piedemonte suroeste del Sistema de Tandilia. En la Pampa Ondulada, su registro es posible a través del estudio de excavaciones artificiales profundas y perforaciones.

El subciclo más reciente de la sedimentación (40-30 ka hasta la actualidad), comprende la depositación de un gran manto eólico junto con depósitos fluviales acumulados durante el último período glacial. Estos constituyen el material original de los suelos actuales, el cual gradúa desde facies arenosas en el oeste, hacia limosas y limo arcillosas en el este y noreste. En la Pampa interserrana el manto eólico consiste en arenas loessoides, mantos de arena y loess arenosos, que representan facies eólicas proximales derivadas de la deflación de la llanura de inundación del Río Colorado (Zárate y Blasi, 1993). En la zona del valle del Río Salado, las facies eólicas están formadas por depósitos de loess denominados Formación La Postrera, por Fidalgo et al. (1973). Este cuarto sub-ciclo (Pleistoceno Tardío - Holoceno), está mejor representado en el sector noreste de la provincia de Buenos Aires, y ha sido motivo de numerosas propuestas estratigráficas. Esta sucesión, representa el relleno sedimentario de los valles fluviales actuales, los cuales fueron labrados sobre depósitos del intervalo Plio-Pleistoceno y hasta Mioceno en el Positivo Bonaerense.

La cronología de estos ciclos de sedimentación fue establecida a partir de dataciones de vidrios de impacto o escorias y cenizas volcánicas, magnetoestratigrafía y bioestratigrafía. El intervalo temporal que abarcan los primeros 2 sub-ciclos, fue determinado mediante dataciones sobre vidrios de impacto (Schultz et al., 2004), mientras que para los sedimentos del Pleistoceno, la

posibilidad de obtener dataciones absolutas está fuertemente limitada por el tipo de material y los métodos de datación. Si bien el contenido fosilífero de estas sucesiones pleistocenas es abundante, la posibilidad de datarlos se encuentra restringida al alcance temporal del método de datación por carbono 14, cuyo límite es inferior a 40.000 años. Intercalados entre los depósitos loésicos suelen hallarse niveles de ceniza volcánica que brindan la posibilidad de ser datados mediante métodos de luminiscencia, pero estos también presentan limitaciones en cuanto al rango de edad, ya que si bien teóricamente podrían datarse sedimentos de hasta 400.000 años, sólo se han obtenido buenos resultados hasta edades de 100.000 años. Dataciones OSL que podemos considerar altamente confiables, fueron obtenidas sobre depósitos de la cantera de Juárez en La Plata, por el Dr. Bidegain (*com. pers*): 4 Ka para los depósitos holocenos, entre 40 y 70 Ka para los del Pleistoceno Tardío (Fm. Buenos Aires) y mayores a 120 Ka para los de la Fm. Ensenada.

Establecer un mejor control cronológico de estos depósitos, en conjunción con estudios estratigráficos y sedimentológicos, es un trabajo que se encuentra en desarrollo y que actualmente sigue siendo un tema a resolver. En este contexto, uno de los objetivos de la presente tesis es establecer una cronología para los depósitos continentales del Plio-Pleistoceno ubicados a lo largo de la costa atlántica entre las localidades de Chapadmalal y Necochea, a través de un estudio paleomagnético de detalle.

1.4 Estratigrafía del loess de la provincia de Buenos Aires

La estratigrafía consiste en el ordenamiento de cuerpos de roca que integran una sucesión de eventos, ya sean geológicos, paleontológicos, paleomagnéticos ó diferenciados por su edad. De esta manera, surgen las unidades litoestratigráficas, aloestratigráficas, bioestratigráficas, pedoestratigráficas, cronoestratigráficas, magnetoestratigráficas, geocronológicas, entre otras.

El análisis estratigráfico de los yacimientos pampeanos se benefició significativamente de las excavaciones profundas realizadas para la construcción de los puertos de Buenos Aires y La Plata a fines del siglo XIX. Estas exposiciones temporales proporcionaron secciones de varios metros de espesor que se convirtieron en localidades tipo (Ameghino, 1908) para la estratigrafía de la Pampa Ondulada y Deprimida. Sin embargo, durante el siglo XX, los acantilados marinos de la costa sureste de la provincia de Buenos Aires, particularmente los del sector comprendido entre las ciudades Mar del Plata y Miramar, han recibido especial atención, con el objeto de establecer su estratigrafía.

1.4.1 Estratigrafía de los acantilados de la costa bonaerense: antecedentes.

Las sucesiones sedimentarias que constituyen los acantilados comprendidos entre Mar del Plata y Miramar, son portadoras de abundante registro fosilífero, correspondiente al período Neógeno-Cuaternario. Esto motivó la realización de estudios paleontológicos y geológicos, a partir de los cuales, surgieron las primeras propuestas estratigráficas. Algunos trabajos pioneros en esta zona, corresponden a: Ameghino (1908), Frenguelli (1921, 1928, 1957), Kraglievich (1952, 1953, 1959), Teruggi (1957), Teruggi et al. (1957), Cortelezzi (1962), Pascual et al. (1965), Teruggi et al. (1974), Fidalgo y Toni (1981), Tonni y Fidalgo (1982), Fasano et al. (1984), Zárate y Fasano (1984), Tonni et al. (1988), Zárate (1989), Fidalgo et al. (1991), Violante y Parker (1992), Zárate y Blassi (1993). El análisis comparativo de los esquemas estratigráficos propuestos para la zona costera, a partir de Ameghino (1908), puede ser consultado en Beilinson (2011). Algunas de las unidades estratigráficas definidas para el período Neógeno-Cuaternario de la región, se indican en la Fig.1.2, tomada del mismo trabajo.

Un aspecto a resaltar, que generó un cambio de enfoque en el estudio estratigráfico de estas sucesiones sedimentarias, es la homogeneidad mineralógica y textural de estos depósitos. En tal sentido, Teruggi et al. (1957), cuestionan la división litoestratigráfica realizada por Kraglievich, para la zona de Chapadmalal, y en un trabajo posterior (Teruggi et al., 1974) proponen su estudio estratigráfico a partir de la determinación de discontinuidades erosivas y paleosuperficies (paleosuelos y calcretas). Posteriormente, adhiriendo a esta propuesta, Zárate (1989), establece un nuevo esquema aloestratigráfico, fundamentado en la falta de cumplimiento de las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica Argentino (1992), para definir la existencia de unidades litoestratigráficas. Entre ellas menciona: a) falta de diferenciación litológica clara entre las unidades, b) se establecen parcialmente sobre la base de su contenido faunístico, c) no son mapeables a escala 1:25.000.

En este contexto, el Paleomagnetismo y los estudios de estratigrafía secuencial, cobran relevancia en la construcción de un marco estratigráfico que permita acotar la edad de los sedimentos y propiciar la correlación de unidades.

1.4.2 Noreste de la provincia de Buenos Aires: antecedentes.

Las unidades estratigráficas del Cenozoico Tardío, definidas en el noreste de la provincia de Buenos Aires, son parcialmente correlacionables con las del sector de acantilados costeros. Algunas de las denominaciones utilizadas para diferenciar a los sedimentos de loess y loessoides allí depositados durante el Plio-Pleistoceno, son: Formación Pampeano (Fidalgo et al., 1973), sedimentos pampeanos (Fidalgo et al., 1975), Formaciones Ensenada y Buenos Aires (Riggi et al.,

1986). Los espesores expuestos, no superan generalmente los 20 m; un caso excepcional fue la excavación del Teatro Argentino en la década de 1980, que alcanzó una profundidad de algo más de 28 m. Estos depósitos de origen eólico yacen en discordancia sobre las arenas fluviales de la Fm Puelches de edad Pliocena; en perforaciones, el contacto entre ambas unidades se encuentra generalmente a unos 40 m de profundidad en la provincia de Buenos Aires.

La Formación Pampeano está constituida por una sucesión sedimentaria continental, conformada por una alternancia de limos loessoides con desarrollo de horizontes paleopedológicos, facies paleolagunares de geometría lenticular y paleocanales. Las capas calcáreas se encuentran menos desarrolladas que en los acantilados de la costa bonaerense, las morfologías más frecuentes son los nódulos calcáreos y rizoconcreciones, también conocidas como muñecos de loess. Las facies depositacionales están constituidas por limos loessoides de textura limo arenosa y limo arcillosa de color castaño (7,5YR 5/3 a 7,5YR 4/6), de aspecto masivo y fuerte grado de compactación. Por encima de esta unidad, en ambiente de dominio continental, se depositaron sedimentos fluviales y lacustres de la Fm Luján (edad-piso Lujanense y Platense) y sedimentos eólicos de la Formación La Postrera (edad-piso Platense). Sin embargo, cabe señalar, que el registro geológico de estas unidades formacionales (Fm. Luján y Fm. La Postrera) en la provincia de Buenos Aires, resulta bastante discontinuo.

En el eje de los valles y en sectores cercanos a la costa actual, la Fm Pampeano aparece cubierta por depósitos marinos de la ingresión holocena (Fm Las Escobas) y depósitos fluviales (Fm Luján). La Fm Ensenada se correlaciona con el Ensenadense de Frenguelli (1957) y conforma el sustrato sobre el cual se desarrolló la red de drenaje actual y las paleocubetas de deflación. Constituye la unidad loésica más antigua descrita para los alrededores del partido de La Plata. Los estudios paleomagnéticos llevados a cabo en localidades de La Plata, Buenos Aires y Baradero (Bobbio et al., 1986; Orgeira, 1988; Re y Orgeira, 1991; Bidegain, 1995; Nabel, 1995; Bidegain, 1998; Bidegain et al., 2001), permitieron determinar para la Fm. Ensenada, la existencia de paquetes sedimentarios con distinta polaridad magnética, que han sido asignados a los cronos Matuyama Medio-Superior (< 1,92 Ma) y Brunhes Temprano (<0,78 Ma).

La Fm Buenos Aires, se correlaciona con el Bonaerense de Frenguelli (1957) y es de edad magnética Brunhes. Son depósitos loésicos que contienen fósiles de vertebrados bonaerenses de edad Pleistocena Media (Cione y Tonni, 1999). El contacto con la Fm. Ensenada puede ser tanto concordante como discordante. Riggi et al. (1986), consideran que el pasaje entre ambas unidades formacionales es generalmente transicional, sin embargo, Bidegain y Rico (2002), indican que la discordancia erosiva es muy clara cuando corta el paleosuelo del tope de la Formación Ensenada. En zonas deprimidas, como valles fluviales y en áreas continentales

cercanas al sector costero, la Fm. Buenos Aires, presenta intercalaciones de depósitos transgresivos producidos en el interglacial *Sangamon*, MIS 5.

En la ciudad de La Plata, los estudios paleomagnéticos de las sucesiones de loess-paleosuelos fueron realizadas en excavaciones artificiales, principalmente en canteras, ya que estos materiales son extraídos para su utilización en obras civiles, ya sean viales (caminos, puentes) o edilicias. Los resultados obtenidos, permitieron definir la magnetoestratigrafía de estas sucesiones sedimentarias, permitiendo el ajuste cronológico de las unidades litológicas. Trabajos pioneros en esta disciplina para dicha ciudad, corresponden a Bobbio et al. (1986), en la excavación para el Nuevo Teatro Argentino, Bidegain (1991, 1995), en las Canteras de Hernández, Bidegain et al. (2001), en la cantera de Gorina, Bidegain et al. (2002), en la excavación para la construcción del Estadio Único, Bidegain y Rico (2004), en la cantera “Juárez” de barrio Aeropuerto y Bidegain et al. (2005a), en la cantera “El Cristo” del mismo barrio.

El Post-pampeano eólico o Fm. La Postrera (Fidalgo et al., 1973a y 1973b; Fidalgo y Martínez, 1995) es un depósito de loess, de aspecto masivo y friable, excepto en los sectores edafizados. Se habría depositado a fines del Pleistoceno y durante el Holoceno. Su granulometría varía desde limosa (ej: La Plata) hasta limo-arenosa y arenosa (ej: Tandil), es de color castaño claro a amarillo rojizo (7,5YR 6/3 a 7,5YR 6/8), en ocasiones con tonos similares a los sedimentos infrayacentes de la Formación Pampeano. Su espesor varía entre 1 y 2 m y su continuidad lateral es muy difícil de precisar, debido a la escasez de afloramientos y la influencia que ejerce la pedogénesis. Esta unidad se presenta en divisorias y paredes de valles, aunque también ha sido descrita en barrancas de arroyos, ríos y lagunas. Se trata de depósitos eólicos, generados en varios pulsos depositacionales; esto es evidenciado en algunos casos por la presencia de paleosuelos intercalados entre remanentes del material original y en otros por la presencia de discordancias. Dangavs (2005) reconoce cuatro pulsos depositacionales con presencia de yeso y pellets de arcilla, denominados La Postrera I, II, III y IV, que representan períodos de clima seco que alternan con ciclos húmedos representados por paleosuelos y discordancias de erosión. La deflación del sustrato bonaerense durante el Pleistoceno Tardío, dió lugar a la formación de grandes “Bajos” que actualmente constituyen lagunas. Según el autor mencionado, el material deflacionado conforma actualmente los depósitos eólicos de la Formación La Postrera; dataciones radiocarbónicas obtenidas en fósiles de este depósito indican una edad pleistocena tardía-holocena, menor a 20.000 años. La Fm. La Postrera se correlaciona con el Médano Invasor (Tapia, 1937), Formación Las Ánimas, el Platense y Cordobense (Frenguelli, 1957), entre otras.

1.5 Contenido paleontológico

Durante gran parte del Cenozoico, América del Sur estuvo aislada de América del Norte; luego, en el Plioceno, se formó el puente intercontinental centroamericano panameño que permitió un importante intercambio faunístico entre ambos continentes. Pascual et al. (1965, 1966), Marshall y Pascual (1978) y Marshall (1985), realizaron un estudio exhaustivo de la fauna sudamericana y de la que ingresara desde América del Norte y propusieron una serie de edades mamífero basadas en la secuencia originalmente propuesta por Ameghino. Estas edades mamífero fueron establecidas para la provincia de Buenos Aires teniendo en cuenta el estado evolutivo de los taxones, el cambio en las asociaciones faunísticas a lo largo del tiempo o la primera o última aparición de ciertos grupos.

Para el sector costero, las edades mamífero definidas por Cione y Toni (1995) fueron: Montehermosense, Chapadmalense (primeros registros de fauna norteamericana), Marplatense, Ensenadense y Lujanense. Debido a que los nombres de estas edades mamífero fueron utilizados para definir los pisos cronoestratigráficos de provincia de Buenos Aires, los autores mencionados propusieron reemplazar el uso de edades mamífero por Piso-Edad (Cione y Tonni, 2001). A continuación se indican las biozonas según Cione y Tonni (2005) y las edades magnéticas atribuidas por Zárate y Orgeira (2007):

El Piso-edad Montehermosense, en la zona de acantilados marinos de la Farola Monte Hermoso, queda definido por la Biozona de *Trigodon gaudryi* y su piso queda acotado cronológicamente entre los crones 6 y Gilbert (Mioceno Tardío - Plioceno Temprano a Medio).

El Chapadmalense, queda definido en su sección inferior por la Biozona de *Neocavia depressidens* y en su sección superior por la Biozona de *Paraglyptodon chapadmalensis*; su edad magnética es asignada a los crones Gilbert Tardío - Gauss Temprano (Plioceno Medio a Tardío).

El Marplatense, está representado en Barranca de Los Lobos y se lo puede seguir hasta Punta Vorohué; está conformado por tres sub-pisos: Barrancalobense, Vorohuense y Sanandresense, diferenciados entre sí por su biozona faunística. El sub-piso Barrancalobense, está caracterizado por la Biozona de *Platygonus scagliai*, el Vorohuense por la Biozona de *Akodon (A.) lorenzini* y el Sanandresense por la Biozona de *Ctenomys chapadmalensis*. Las edades magnéticas no han sido asignadas con precisión para cada uno de estos sub-pisos, sin embargo Zárate y Orgeira (2007), infieren una edad magnética Gauss Temprana a Media para el Marplatense, aunque no descartan que su sección superior sea de edad Matuyama Temprana. Dicho intervalo de tiempo corresponde al Plioceno Tardío – Pleistoceno Temprano.

El Piso-edad Ensenadense, se corresponde con la Biozona de *Mesotherium cristatum*; se le atribuye principalmente una edad magnética Matuyama, aunque su sección inferior puede

presentar niveles de edad Gauss Tardía (> 2,48 Ma) y su sección superior Brunhes Temprana. Estas inferencias indicarían para el Piso-edad Ensenadense una edad que se extiende desde el Plioceno Tardío al Pleistoceno Medio.

El piso Bonaerense, queda definido por la Biozona de *Megatherium americanum* y es atribuido al cron Brunhes principalmente (Pleistoceno Tardío), aunque su base podría llegar a ser de edad Matuyama tardía tardía (< 0,78 Ma).

El piso Lujanense, es asignado al cron Brunhes sensu lato (Pleistoceno Tardío - Holoceno Temprano) y queda definido por la Biozona de *Equus (Amerhippus) neogeus*.

El Platense, queda definido por la Biozona de *Lagostomus maximus*, de edad magnética Brunhes correspondiente al Holoceno.

Cabe destacar que no todas las edades magnéticas atribuidas por los autores mencionados para los Pisos indicados, han sido determinadas con mediciones paleomagnéticas, sino inferidas a partir del contenido faunístico y algunas dataciones de escorias. Con el fin de fortalecer estas interpretaciones, en el presente estudio, se propone el análisis paleomagnético de 7 perfiles geológicos.

1.6 Paleosuelos.

Un paleosuelo es un suelo del pasado, que si bien generalmente se encuentra sepultado también puede hallarse exhumado. Los suelos se forman por la alteración del sustrato (material original o parental) y están compuestos por capas u horizontes del suelo (O, A, E, B, C), que difieren en su color, textura, estructura, consistencia, composición mineralógica y orgánica. El grado de diferenciación de horizontes o grado de desarrollo de un perfil de suelo depende de factores como el clima (temperatura, precipitaciones y viento), el material parental, la topografía, los organismos (flora, fauna y ser humano) y el tiempo. Sin embargo, en los paleosuelos el efecto de las precipitaciones es más evidente que de la temperatura, aunque muchas veces no resulta sencillo distinguir entre los dos (Retallack, 2001). El conjunto de procesos que da origen a la formación de suelos se denomina pedogénesis; lixiviación, iluviación, traslocación, hidromorfismo, calcretización, son algunos de estos procesos pedogenéticos.

Durante los períodos interglaciales, la pedogénesis de los sedimentos pampeanos ha sido más intensa. El incremento relativo de la temperatura y las precipitaciones y una disminución marcada del aporte de sedimento a la cuenca debido a una mayor estabilidad geomórfica, favorecieron la pedogénesis del sustrato y en consecuencia el desarrollo de horizontes pedológicos. Sin embargo, cabe destacar que la formación de suelos no siempre está asociada a un hiatus estratigráfico de

no depositación sino que también se han formado durante períodos de agradación conformando sucesiones homogéneas de paleosuelos superpuestos poco desarrollados; en estos casos la tasa de aporte sedimentario es mayor o igual a la tasa de pedogénesis (Wright y Marriott, 1996).

La sucesión pampeana se interpreta actualmente como una secuencia pedosedimentaria (Kemp y Zárate 2000). La existencia de paleosuelos en estos depósitos, fue mencionada inicialmente por Kraglievich (1952) sobre las barrancas de Mar del Plata y Miramar. Posteriormente, Teruggi (1972) manifiesta la abundancia de paleosuelos en las formaciones continentales de Argentina y brinda criterios básicos para su reconocimiento en el campo; Fidalgo (1973) propone la utilización de los mismos como unidades pedoestratigráficas. Partiendo de la idea de que los paleosuelos se forman durante períodos de estabilidad del paisaje, Teruggi et al. (1974) los asocian con la presencia de paleosuperficies y proponen su utilización como horizontes guía. Más tarde, en las canteras de Hernández de la ciudad de La Plata, Teruggi e Imbellone (1987), establecen la existencia de una sucesión de paleosuelos superpuestos con abundancia de rasgos hidromórficos (pátinas, concreciones y motas de óxidos y óxihidróxidos de hierro y manganeso) y concreciones de carbonato de calcio.

En un afloramiento o exposición artificial los horizontes de paleosuelos más pedogenizados, se distinguen como una hendidura en forma de media caña. Se diferencian del material original (loess / loessoides) por su tonalidad mas oscura, mayor contenido de arcilla, estructura pedogenética conformada por agregados de diversa morfología (prismática, en bloques o granular) y evidencias de bioturbación tanto vegetal como animal. Las estructuras de bioturbación son una característica sobresaliente de los sedimentos pampeanos. Las trazas de origen vegetal más frecuentes en estos paleosuelos provienen de la actividad radicular (raíces) que le otorga cierta porosidad al material. Al descomponerse las raíces, quedan pequeños canalículos que en ocasiones son rellenos por arcillas, carbonato de calcio u óxidos de hierro-manganeso. Otra evidencia de actividad radicular pero de mayor tamaño son los “muñecos de loess”; en períodos de aridez (posteriores a períodos húmedos), la falta de agua en el suelo propicia la precipitación de carbonato de calcio en el entorno de las raíces. De esta manera, el tejido vivo radicular es reemplazando por carbonato de calcio adoptando este último un diseño semejante al de una raíz. Respecto a la bioturbación de origen animal, en los acantilados de la costa bonaerense, se destacan la presencia de trazas de invertebrados (tubos lisos y meniscados, cámaras de estibación) y las crotovinas (madrigueras, cuevas y galerías) excavadas por pequeños roedores y mamíferos de gran tamaño.

Cabe señalar que no es común hallar perfiles paleopedológicos completos, es decir, con todos sus horizontes conservados. En estas sucesiones loésicas se observan con mayor frecuencia

remanentes de horizontes Bw y Bt. Estos han sido descritos por diversos autores como Teruggi e Imbellone (1987), Imbellone y Teruggi (1993), Osterrieth y Martínez (1993) y Zárate e Imbellone (1998), Zárate et al. (2002), Imbellone y Cumba (2003), Cumba e Imbellone (2004), entre otros. Estudios recientes sobre los acantilados marinos de la costa bonarenese (Chapadmalal), indican la existencia de calcisoles, vertisoles y protosoles para la Aloformación Punta San Andrés (Beilinson, 2011).

La falta o escaso registro de horizontes O, A y E, se debería a diversas causas. Teruggi e Imbellone (1987), lo relacionan con el truncamiento del perfil de suelo por erosión laminar ó deflación, durante los intervalos áridos del Pleistoceno; los autores indican que este truncamiento se reconoce en el campo por la existencia de una superficie plana y horizontal. Zárate y Fasano (1984), atribuyen la ausencia de estos horizontes al enmascaramiento de los mismos debido a múltiples ciclos de pedogénesis. En los suelos actuales, los horizontes A, son reconocidos por su color oscuro debido al contenido de materia orgánica; en los paleosuelos, este horizonte no puede ser diferenciado por su color ya que la materia orgánica se oxida con el tiempo. Sin embargo, los autores mencionados indican que los horizontes A pueden ser reconocidos al microscopio por sus rasgos de bioturbación y fábrica migajosa.

El hallazgo de horizontes de paleosuelos iluviales desarrollados sobre los depósitos loésicos de la región pampeana, ha permitido constatar la alternancia de períodos glaciales (secos y fríos) e interglaciales (húmedos y cálidos) que caracterizan al Cenozoico Tardío (Bidegain et al., 2007).

Los óxidos y oxihidróxidos de hierro presentes en suelos y paleosuelos son indicadores de pedogénesis (Schwertmann, 1985); éstos son: hematita, goethita, lepidocrocita y ferrihidrita (Taylor, 1990). En la región de estudio, estos minerales se presentan en escasas proporciones tanto en suelos, paleosuelos como en el material parental y su principal fuente de hierro son los minerales primarios: piroxenos, anfíboles, algunas variedades de granate, epidoto, filosilicatos como biotitas y olivino. Los óxidos de hierro, desempeñan un papel importante en los suelos, debido a su facilidad para cambiar valencia y formar complejos con numerosos productos orgánicos y minerales. Así, el hierro de los minerales, puede liberarse mediante dos mecanismos: a) oxidación (transformación de Fe^{+2} a Fe^{+3}) y b) reducción (movilización como Fe^{+2}). La principal forma en que se presenta el hierro en el suelo es como óxido o hidróxido, en forma de pequeños granos de mineral o revestimientos amorfos sobre otros minerales. La formación de óxidos de hierro en el suelo es afectada por la materia orgánica y por las bacterias. El hierro forma quelatos metálicos con la materia orgánica y algunas bacterias participan en el ciclo del hierro. La reacción del hierro en los procesos de alteración depende del sistema Eh-pH del medio ambiente (Acevedo-Sandoval et al., 2004).

La lepidocrocita se registra en horizontes pedogenéticos de regiones húmedas y templadas, con drenaje deficiente. La maghemita, se halla con mayor frecuencia en suelos tropicales y subtropicales (Gehring y Hofmeister, 1994) y su presencia se relaciona con la existencia de incendios forestales. En la región pampeana, Bartel (2009) indica la presencia de maghemita en suelos incendiados de La Pampa, mientras que Rico et al. (2009), constatan mediante voltamperometría de micropartículas la transformación de magnetita en maghemita a temperaturas mayores de 200°C. La formación de goethita se ve favorecida en zonas con bajas temperaturas y pH elevados (> 7; alcalino), mientras que la formación de hematita se relaciona con altas temperaturas y un pH bajo (< 7; ácido).

Los óxidos de hierro, excepto la magnetita y la maghemita que son de color negro y amarronado respectivamente, presentan colores llamativos; la hematita es de color rojo (entre 7.5YR y 10YR), la goethita es amarilla (entre 7.5YR y 2.5YR), la lepidocrocita es anaranjada (7.5YR) y la ferrihidrita puede ser distinguida de la goethita porque es más roja (de 5 a 7.5YR) (Schwertmann, 1993). El color de un suelo se encuentra fuertemente influenciado por la presencia de estos minerales de hierro; su concentración, tamaño, forma y relación de proporción son determinantes en el color de los mismos. Gómez Samus (*com. pers.*), indica que el color gris verdoso de los horizontes hidromórficos (gley), responde a la mezcla entre el color amarillo de la goethita y el negro de los óxidos de manganeso y hierro.

Debido a sus bajas concentraciones y bajo grado de cristalinidad, la diferenciación de estos minerales mediante microscopía óptica y difracción de Rayos x, resulta dificultosa (Dahlgran, 1994; Bidegain et al., 2001). Por tal motivo, se ha implementado el uso de otras técnicas para su identificación, como por ejemplo el método ditionito-citrato-bicarbonato, el método oxalato ácido de amonio, el método de análisis Mössbauer, espectroscopía de reflectancia difusa, voltamperometría de micropartículas y técnicas de magnetismo ambiental. Toda una batería de métodos, cuyo objetivo común es la compleja identificación de los distintos óxidos y oxihidróxidos de hierro presentes en los suelos; algunos de los cuales son metaestables como akaganetita y ferrihidrita. Acevedo-Sandoval et al. (2002), mediante el uso de las técnicas de extracción de Fe indican que los óxidos de Fe cristalino se incrementan en relación con la profundidad, mientras que los amorfos predominan en los horizontes superiores. El uso de espectroscopía Mössbauer aplicada al estudio de la mineralogía magnética en secuencias de loess/paleosuelos de la región pampeana, permitió constatar cierto incremento de hematita en los niveles más pedogenizados (Terminiello et al., 2001; Bidegain et al., 2004). Mediante técnicas de magnetismo ambiental, para el sector sur de la misma región se han establecido modelos magnetoclimáticos (Bartel, 2009 y Bidegain et al., 2005a) basados en la interpretación de sus parámetros magnéticos. Por otra

parte, la voltamperometría de micropatrículas, se ha planteado como herramienta complementaria del magnetismo ambiental, ya que a diferencia de esta última, ha demostrado ser altamente sensible a la detección de minerales magnéticamente débiles como hematita y goethita, en las fracciones granulométricas más finas, tales como, arcillas y coloides (Rico et al., 2007; Rico et al., 2009). En contraposición a las técnicas del magnetismo, dicha técnica ha demostrado mayor sensibilidad a la detección de especies más oxidadas.

1.7 Depósitos carbonáticos.

El origen de los depósitos carbonáticos continentales puede ser diverso: freático, pedogenético y palustre o lacustre. Los factores que regulan su depositación son la química del agua, la posición del nivel freático, el material hospedante y el tiempo de exposición sub-aérea (Alonzo-Zarza, 2003). El agua de lluvia, el rocío, el agua que se encuentra ocupando el espacio poral del suelo, son las principales fuentes de Ca^+ y HCO_3^- ; la actividad radicular, los microorganismos y el aire, son la principal fuente de CO_2 . La alternancia de períodos húmedos y secos, a partir de la combinación de estos iones, genera la precipitación de carbonato de calcio en los suelos.

Las calcretas de origen freático se forman por la precipitación de carbonato de calcio en una roca o sedimento hospedante en las proximidades del nivel freático. No se forman en la superficie topográfica y no requieren de exposición sub-aérea para su formación. Sin embargo, Alonzo-Zarza (2003), indica que el espesor de estos niveles carbonáticos será mayor cuanto más estable sea la superficie por debajo de la cual se desarrolla.

Las calcretas pedogénicas también se forman por precipitación de carbonato de calcio en una roca o sedimento hospedante pero principalmente por encima del nivel freático, en la zona vadosa.

Las calcretas asociadas a ambientes palustres o lacustres, constituyen un depósito en sí mismo, es decir, no hay material hospedante. Cuando el agua de estos cuerpos lacustres o palustres se reduce significativamente por evaporación durante una estación seca, las sales se concentran por debajo del nivel de agua, hasta producirse la precipitación del carbonato de calcio. Estos carbonatos palustres se forman en períodos de tiempo relativamente cortos, del orden de una estación, mientras que las calcretas pedogenéticas requieren años y miles de años para su formación (Marriott y Wright, 1993; Alonzo-Zarza, 2003).

Los depósitos carbonáticos se desarrollan preferentemente en zonas áridas a subtropicales (Zárate y Fasano, 1989) por lo que resultan de utilidad en estudios paleoclimáticos. Desde el punto de vista geomorfológico, las calcretas son importantes, ya que según Zárate y Fasano

(1989) para su formación requieren superficies estables de escasa pendiente (2,5 % hasta 18 %), ya que cuando la pendiente es mayor, el escurrimiento superficial y la erosión inhiben el desarrollo de las mismas. Desde un punto de vista estratigráfico, también resultan importantes ya que su presencia es indicadora de estabilidad geomórfica.

Durante mucho tiempo, la morfología de las calcretas se utilizó tan sólo como un criterio descriptivo (Alonzo Zarza, 2003), pero actualmente se considera de utilidad como indicador de diversas condiciones paleoambientales.

En la llanura costera bonaerense, Imbellone (1999), realiza uno de los primeros estudios sobre la redistribución del carbonato de calcio en las secuencias sedimentarias del Cuaternario. Más tarde, en las barrancas costeras de Chapadmalal, Beilinson (2011) basada en Zárata (1989), clasifica a estas calcretas en base a su textura, estructura, espesor, geometría del litosoma y continuidad lateral. Estas características, son utilizadas para interpretar el origen de las mismas y su grado de evolución. Teniendo en cuenta la morfología de estos carbonatos, Machette (1985) reconoce 6 etapas de madurez vinculadas con el grado de evolución pedogenética del suelo, siendo la etapa I la menos evolucionada y las VI la de mayor madurez. De esta manera, señala que las calcretas pulverulentas y los nódulos carbonáticos de estructura maciza que conforman generalmente cuerpos aislados, corresponderían a las etapas de calcretaización I y II, respectivamente; las calcretas en candelabro y tipo panal de abejas que conforman cuerpos de geometría tabular plana, con espesores de 1,5 y 2 m, corresponderían a las etapas II y III; las calcretas laminares que conforman redes de venillas subhorizontales enmarcadas en un cuerpo de geometría tabular plana de 0,30 y 1 metro de espesor, tipo hardpan, corresponden a las etapas de calcretización IV y V; los bancos carbonáticos que evidencian intensa cementación carbonática con rasgos de brechamiento y geometría tabular con techo ondulado y base transicional, corresponderían a las etapas de madurez V y VI.

Por otro lado, los depósitos carbonáticos de estructura bandeada milimétrica y geometría tabular con base y techo ondulado, son interpretados como producto de la precipitación de aguas carbonatadas y biogénesis en ambiente palustre. Aquellos que presentan estructura hojosa o en venas, conformando tabiques y bancos irregulares, se habrían originado por precipitación de aguas superficiales.

En el área del Positivo Bonaerense, la morfología y el espesor de las calcretas varía notablemente, lo que sugiere diferentes mecanismos de formación y distintos grados de evolución pedogenética. Las facies carbonáticas desarrolladas sobre los depósitos "pampeanos" del Cenozoico Tardío, tienen un espesor promedio de 0,50 m y ocasionalmente se registran espesores superiores a 1,00 m. El carbonato de calcio, puede estar diseminado homogéneamente en la matriz o como

cementante de los depósitos loessoides; también puede observarse conformando niveles de tosca claramente distinguibles por su coloración blanquecina que contrasta con el color castaño, gris o verdoso del material hospedante. La dureza de estas calcretas es muy variable; algunas son muy blandas, como es el caso de las calcretas pulverulentas y arcillosas, y otras llegan a constituir pisos calcáreos de gran dureza. Puede observarse conformando concreciones, rizoconcreciones, nódulos aislados, estructuras en candelabro, tipo panal de abejas, en enrejado, mamelonares o arriñonadas, venillas, venas, láminas y pisos masivos de gran dureza.

Aspectos relacionados con sus propiedades magnéticas y estudios paleomagnéticos son abordados en capítulos siguientes.

CAPÍTULO 2: UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Ubicación geográfica

A continuación se indican las coordenadas geográficas de los perfiles estudiados para la presente tesis y su ubicación en el mapa (Fig.2.1):

Sector costero (de NE a SO):

- Perfil "Punta San Andrés" (38° 10' S / 57° 39' O)
- Perfil "San Eduardo del Mar" (38°14' S / 57°45' O)
- Perfil "Fogones de La Costa" (38° 17' S / 57° 50' O)
- Perfil "Centinela del Mar" (38° 26' S / 58° 13' O)
- Perfil "Bahía de Los Vientos" (38°34'S / 58°39'O)
- Perfil "Punta Negra" (38° 37'S / 58° 49'O)
- Perfil "Balneario Los Angeles" (38° 40'S / 59° 01'O)

2.2 Geomorfología del sector costero para el tramo Chapadmalal-Necochea.

Los acantilados que forman parte de este estudio constituyen el extremo sur de la llanura Chacopampeana, y se emplazan dentro de la unidad morfoestructural denominada «Positivo Bonaerense» o «Positivo de las Sierras Bonaerenses» (Yrigoyen, 1975). Esta unidad comprende las provincias geológicas de Tandilia, Ventania y entre ellas la "llanura interserrana bonaerense" (Rolleri, 1975). Sus límites están definidos por la cuenca del río Salado al noreste, la cuenca del río Colorado al suroeste y por el graben o semi-graben de Vallimanca al noroeste (Freguelli, 1950; Zambrano, 1972; Yrigoyen, 1975), como se indica en la Fig.2.2. La llanura interserrana, se desarrolla por encima de la cuenca de Claromecó, conformando el piedemonte de los cordones serranos de Tandilia y Ventania, siendo allí donde se emplazan los perfiles geológicos que forman parte del presente estudio. Esta llanura se encuentra disectada por sistemas fluviales de rumbo NNO-SSE que nacen en el sector serrano y vierten sus aguas en el océano atlántico. El río Quequén Grande (Necochea), es considerado el de mayor importancia en la llanura interserrana, ya que su valle se encontraría bajo control estructural (Zárate & Rabassa, 2005) coincidiendo con el límite entre el sistema de Tandilia y Ventania (Fryklund et al., 1996). Terrazas fluviales están presentes a lo largo de los principales ríos, como por ejemplo el Quequén Grande, el Quequén Salado y el Sauce Grande. La erosión retrocedente de la llanura interserrana dio lugar a la formación de la actual red de drenaje generando una topografía escalonada, que se traduce en un

paisaje moderadamente ondulado, conformado por una alternancia de lomadas aisladas que pueden alcanzar los 40 m de altura relativa (Martínez, 2001), lagos poco profundos y zonas anegadas producto de las bajas pendientes (0,1 % en promedio). Caber señalar que estas últimas son muy notorias en la región central de la llanura interserrana, en los alrededores de la localidad de Laprida, donde el paisaje se caracteriza por su drenaje deficiente, debido a la presencia de una zona deprimida con drenaje endorreico (Dangavs, 2005), conocida como depresión de Laprida. Estos rasgos de anegamiento también son relevantes en los sectores aledaños a la margen izquierda del río Quequén Grande que atraviesa la localidad de Necochea y algo menores en su margen derecha.

En la parte superior de las exposiciones geológicas es común observar una duricostra calcárea que se encuentra generalmente cubierta por un manto eólico de arenas limosas o limos arenosos de 1,5 a 2 m de espesor, constituyendo el material original de los suelos pampeanos.

La geomorfología costera del sureste de la provincia de Buenos Aires, se caracteriza principalmente por la presencia de fajas medanosas, depresiones intermedanosas, cubetas de deflación, playas, acantilados marinos y plataformas de abrasión. Las dunas costeras del litoral atlántico bonaerense constituyen una faja de ancho variable, relativamente continua entre el Cabo San Antonio y la desembocadura del río Negro, que ha sido transformada en superficie por urbanización y forestación. El viento transporta los granos de arena de playa hacia el continente, conformando enormes cadenas de dunas, entre las que se reconocen médanos vivos, médanos fijos y médanos forestados (Bértola y Cortizo, 2005). Las imágenes satelitales proporcionadas por el servicio de Google Earth, permiten observar las barreras medanosas que se intercalan con los sectores de acantilados motivo de esta investigación. Los médanos vivos no están vegetados y cambian de forma por acción del viento, mientras que los fijos están colonizados por vegetación gramínea que impide su libre desplazamiento. Entre los médanos vivos se reconocen crestas barjanoides, médanos en montículo (*hummocky dune*) y campos de dunas parabólicas con sus cuernos apuntando al sudoeste. Sus formas y dimensiones dependen de la actividad de los vientos, el aporte de arena (desde y hacia la playa), la densidad y tipo de vegetación, topografía y del tamaño de las partículas (Bértola y Cortizo, 2005). Cabe señalar, que hacia el sudoeste de la zona de estudio (Necochea) estos depósitos eólicos se hacen cada vez más notorios y continuos, constituyendo una extensa barrera de médanos vivos y fijos, conocida como Barrera Austral. Los médanos forestados conforman áreas de bosques que favorecen la pedogénesis del sustrato arenoso, provocando importantes cambios en el suelo (Tinley, 1985), dando lugar al desarrollo de Entisoles. A su vez, estas forestaciones (*Pinus sp.*, *Acacia longifolia* y *Eucalyptus sp.*) actúan como una barrera eólica produciendo cambios morfológicos en su entorno cercano (Marcomini y López,

1999; López y Marcomini, 2000; Isla et al., 1998). Respecto a la distribución granulométrica de los médanos de la costa bonaerense, estudios realizados (Spalletti y Mazzoni, 1979) arrojaron valores unimodales, con una marcada moda entre 1 y 3 Phi y media de 2,32 Phi.

Las depresiones intermedanasas se intercalan entre los médanos fijos; algunas se disponen paralelas a la línea de costa y otras perpendiculares. Las primeras se hallan en zonas húmedas y muy vegetadas, donde el cordón medanoso produce el endicamiento del agua de lluvia generando lagunas temporarias y ojos de agua permanente que albergan una gran diversidad de especies animales y vegetales. Las segundas, son pequeños valles cubiertos por pastizales, charcas temporarias, suelo desnudo o capas calcáreas que resultan del avance de médanos vivos sobre los semifijos.

Los acantilados son geofomas originadas por la acción erosiva del mar. En la costa bonaerense, se observan desde Mar del Plata hasta el sur de Necochea, con alturas variables entre 5 y 28m. Su conformación es relativamente moderna, ya que se habrían formado con posterioridad a la fluctuación holocena del nivel del mar (Fasano et al., 1983). El registro de alturas máximas corresponde a la localidad de Chapadmalal, en la zona conocida como Barranca de Los Lobos. Para el tramo estudiado, la altura de estos acantilados varía entre 6 y 18 m. En algunos sectores de la costa, estos últimos son disectados por valles fluviales que desembocan en el Mar Argentino, dando lugar a la formación de cañadones sobre los cuales se emplazan playas de bolsillo y médanos vivos (Bértola y Cortizo, 2005). Los acantilados pueden ser activos o inactivos dependiendo si siguen retrocediendo en la actualidad o no, respectivamente (López y Marcomini, 2000). Los acantilados inactivos se encuentran cubiertos por dunas que constituyen rampas eólicas que se montan sobre los mismos desde el sector de playa, protegiéndolos de la acción del oleaje y las corrientes litorales (Fig.2.3a). Los acantilados activos presentan una pequeña playa al pie del mismo con desarrollo de una plataforma de abrasión, por lo que durante la pleamar o fuertes tormentas su base es alcanzada por el mar, generando la erosión del mismo y en consecuencia el retroceso de la línea de costa (Fig.2.3b-c). Cenizo et al. (2011), indican para la zona de Punta Hermengo (Miramar), pérdida del patrimonio paleontológico, producto de dicho fenómeno. A los fines de evitar el retroceso de estos acantilados, es común observar en la actualidad el acopio de rocas cuarcíticas al pie de los mismos (Fig.2.3d).

Las Plataformas de abrasión o restingas son frecuentes como hemos visto, en zonas de acantilados (Fig.2.4). Son cuerpos de roca de geometría tabular que se encuentran restringidos a la zona intermareal; durante la pleamar, estas plataformas son cubiertas por el mar y durante la bajamar quedan expuestas. De esta manera, la acción del oleaje y de organismos que viven sobre ella, contribuyen a la erosión y meteorización de las mismas; sobre la superficie de estas

plataformas es común observar grandes acanaladuras orientadas en el sentido de movimiento del mar, como si fuesen enormes rasguños, hoyos y fracturas. En la zona de estudio, el desarrollo de estas plataformas de abrasión es más notable al frente de los perfiles de Necochea, en coincidencia con sectores donde la línea de costa que separa el ambiente marino del terrestre, avanza en forma de punta sobre el mar. En relación a esta última, las olas convergen, dando lugar a la erosión del sector costero y en consecuencia al retroceso de la línea de costa.

Las playas son geformas de acumulación marina que se distribuyen a lo largo del sector costero. Las olas del mar transportan arena desde las barras marinas hacia el continente, causando su acreción gradual. El alisamiento característico de las playas ocurre durante las tormentas, cuando las olas poseen mayor energía; en estos casos la altura de las mismas supera los 2 m. El ancho de las playas de la costa bonaerense varía notablemente y en la actualidad está fuertemente condicionado por la acción antrópica, que en algunos sectores ha generado directa o indirectamente la ampliación de algunas playas en detrimento de otras. Estas playas, se habrían formado con posterioridad a la fluctuación holocena del nivel del mar (Schnack et al., 1982, Violante y Parker, 1993). Son principalmente de textura arenosa y de origen predominantemente lítico, sin embargo en algunos tramos, se observan acumulaciones de gravas redondeadas de composición principalmente volcánica, junto con restos biogénicos provenientes de conchas de bivalvos y moluscos. También suelen observarse sombras de arena originadas a partir de guijarros o trozos de conchillas marinas; cuando el viento transporta los granos de arena de playa a escasos centímetros de altura, las conchillas y los guijarros actúan como obstáculo a partir del cual se desarrolla una cola arenosa paralela al sentido del viento. Otro aspecto a destacar es la presencia de magnetita titanífera en las arenas de la costa atlántica bonaerense. Lannefors (1929, 1930), indica para estas últimas una ley de hierro general de 2 y 3 %, con concentraciones anómalas de hasta 10 % en los médanos ubicados entre las localidades de Necochea y Miramar, y a ambos márgenes del río Claromecó. Constituyen acumulaciones de color negro metálico, que alternan con capas claras (Fig.2.5).

La textura y mineralogía de las arenas de la costa bonaerense, tanto de playa como de médanos, fueron inicialmente estudiadas por Mauriño (1956) y Teruggi et al. (1959). Las variaciones más significativas fueron registradas en relación a la textura, ya que la mineralogía resultó relativamente uniforme. De esta manera indica una variación textural entre el médano y la playa, desde arenas finas, finas-medianas a medianas-finas; las modas más finas corresponden a las arenas de médano y las más gruesas a las de playa. A lo largo de la costa también se registran variaciones texturales; por efecto de la atricción de la deriva litoral, la granulometría disminuye de sur a norte (Isla et al., 1998). La composición mineralógica de estas arenas, además de estar

constituida por una asociación uniforme de minerales, presenta una relativa madurez textural, dada por el alto grado de redondez de los granos. Mauriño (1956), indica que en la fracción liviana predominan las plagioclasas sobre el cuarzo y que las pastas de rocas volcánicas superan en cantidad a los anteriores; en la fracción pesada, la cual se concentra en los intervalos granulométricos más finos, predominan la magnetita, los piroxenos (augita sobre hipersteno) y los anfíboles (hornblenda común y lamprobolita). Los autores mencionados (op. cit.), sostienen que los granos minerales que conforman las arenas de playa y médanos del sector costero, provienen fundamentalmente de la desintegración por acción marina y fluvial de los materiales que afloran en los acantilados. El mar destruye los depósitos pampeanos, llevándose mar adentro la fracción más fina (limos y arcillas) y concentrando la más gruesa (arenas) en el sector de la playa, mientras que los médanos se originarían por la acción selectiva del viento. Por otra parte, consideran que los procesos de transporte y depositación en la costa, parecen no haber afectado mayormente la mineralogía original de los terrenos pampeanos, al igual que la acción eólica costera que ha dado origen a la formación de los médanos.

Los estudios realizados para la presente investigación en el sector costero se llevaron cabo sobre las exposiciones sedimentarias que afloran en los acantilados de la provincia de Buenos Aires entre las localidades de Chapadmalal y Necochea.

2.3 Clima actual de la costa atlántica bonaerense

El clima actual de la región estudiada es templado húmedo. La proximidad a la costa determina veranos e inviernos moderados (Iglesias de Cuello, 1981). La temperatura media anual varía entre 12 y 14 °C y la precipitación media anual varía entre 800 y 900 mm/año (SMN, 1981-2010).

El viento más frecuente del litoral marítimo bonaerense proviene del norte, sin embargo, los más intensos, vienen del sureste y suroeste. Estos últimos, a pesar de su menor frecuencia, ejercen una mayor acción sobre el modelado de la costa bonaerense, condicionando la evolución de playas, acantilados, dunas y el crecimiento de vegetación sobre las dunas. Los vientos fuertes que tienen lugar durante episodios de tormenta, provocan un oleaje de mayor altura y frecuencia, que impactan sobre el sector costero, erosionando principalmente la base de los acantilados y las playas.

2.4 Flora y Fauna.

La zona de estudio se encuentra en la Provincia Fitogeográfica Pampeana que pertenece al Dominio Chaqueño, donde el tipo de vegetación natural dominante es la estepa de gramíneas formada por *Stipa* (Cabrera, 1976). Debido a que estas últimas son productoras de silicofitolitos, han sido utilizadas en el estudio de los procesos pedogenéticos en sedimentos que presentan desarrollo de paleosuelos, permitiendo evaluar el comportamiento de las paleocomunidades vegetales, definiendo subgrupos de gramíneas con diferentes rutas metabólicas que tienen definiciones ecológicas muy precisas (Twiss, 1992; Fredlund y Tieszen, 1994). Además, estas asociaciones permiten evaluar la vinculación con asentamientos humanos y/o sus evidencias (Osterrieth et al., 2002).

La flora nativa se caracteriza por las hierbas perennes con rizomas o tallos subterráneos, que permiten su renovación a través de continuos brotes, y algunos arbustos. Las plantas están adaptadas al suelo suelto, la escasez de agua, la luz intensa y los fuertes vientos y forman comunidades estables, y estacionales. En su mayoría son plantas compuestas (*Asteraceae*), pastos y gramíneas (*Poaceae*). Abundan plantas sammófilas en suelos arenosos, hidrófilas y palustres, y halófilas en suelos salinos. Las exóticas (malezas y forrajeras) abundan en sitios húmedos con presión de pastoreo.

Las dunas, lejos de ser un ecosistema simple y desolado, pueden hospedar una variedad de organismos de distintas especies. Dominan los artrópodos -particularmente insectos- y los vertebrados -reptiles, aves y mamíferos. Entre los insectos son mayoría los himenópteros (hormigas y avispas), coleópteros (escarabajos) y dípteros (moscas y mosquitos). Abundan las arañas y una rica meiofauna (parásitos de plantas, consumidores de material en descomposición, etc.). Moschione (1998), identifica en la zona 115 especies de aves, 10 de mamíferos terrestres, 5 de reptiles y 4 de anfibios. Los reptiles y mamíferos aumentan con la vegetación hacia áreas interiores. Se destacan: las aves costeras -chorlos, gaviotas, ostreros- que nidifican sólo en la playa y los médanos; los roedores, cuyo representante más típico y endémico, es el tuco-tuco (*Ctenomys australis*), vive en galerías bajo la arena, y las lagartijas arenícolas -*Liolaemus multimaculatus* es endémica de las dunas costeras-. Aparecen especies de distribución pasada extensa y hoy en riesgo de conservación, por ej. puma (*Puma concolor*) y cauquén colorado (*Chloephaga híbrida*). Hay aves ocasionales y muchas residentes y/o nidificantes. Los arroyos, lagunas y las depresiones intermedanosas, conforman un corredor de poblamiento de gran riqueza faunística. La fauna ictícola pertenece a la Ecoregión Ictiogeográfica Drenaje Atlántico Bonaerense (López et al., 2002). Todos son peces de distribución amplia en el país, con categoría de conservación no amenazada.

3.1 Propiedades magnéticas de los materiales

Según su comportamiento magnético, los materiales pueden clasificarse en tres grandes grupos: ferromagnéticos (ferrimagnéticos y antiferromagnéticos), paramagnéticos y diamagnéticos.

3.1.1 Ferromagnetismo

Los materiales ferromagnéticos (en sentido amplio) se caracterizan por presentar una magnetización espontánea, incluso en ausencia de un campo magnético externo y por tener la capacidad de almacenar magnetización de forma permanente, es decir, de adquirir una magnetización remanente, ya que cumplen con el ciclo de histéresis (ver más adelante). En estos casos, los átomos que conforman la estructura cristalina del mineral se encuentran muy cercanos entre sí, de tal forma que se produce un intercambio de electrones que genera momentos magnéticos en ausencia de campo externo. Sin embargo de acuerdo a la configuración que adopten esos momentos magnéticos dentro de la red cristalina, al aplicarles un campo magnético externo, estos materiales ferromagnéticos se diferencian en 4 subgrupos: *ferromagnéticos en sentido estricto*, *antiferromagnéticos*, *antiferromagnéticos imperfectos* y *ferrimagnéticos*.

3.1.1.a Ferromagnetismo en sentido estricto

Los materiales ***ferromagnéticos en sentido estricto*** son aquellos que al aplicar un campo magnético, sus momentos magnéticos reaccionan al unísono alineándose paralelos al éste, dando lugar a una fuerte magnetización (Fig.3.1a). El hierro metálico o hierro alfa (α -Fe), el níquel (Ni), el cobalto (Co) y el cromo (Cr) son metales ferromagnéticos.

3.1.1.b Antiferromagnetismo

Se habla de ***antiferromagnetismo*** cuando al aplicar un campo magnético, dentro de la red cristalina del mineral coexisten dos subredes con momentos magnéticos intrínsecos iguales, opuestos y perfectamente antiparalelos, por lo que la magnetización no es posible (Fig.3.1b). Este comportamiento no ha sido descrito en la naturaleza.

3.1.1.c Antiferromagnetismo Imperfecto

Es también conocido como ferromagnetismo parásito, ocurre cuando un cristal antiferromagnético no presenta los espines exactamente antiparalelos, sino que existe un ángulo

entre ellos dando lugar a una magnetización débil. En este caso, los momentos magnéticos de ambas subredes son de la misma magnitud, opuestos, pero no antiparalelos perfectos (Fig.3.1c). La hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) y la goethita ($\alpha\text{-FeO.OH}$) son minerales antiferromagnéticos imperfectos, naturales. A los fines prácticos, en el desarrollo de la presente tesis estos minerales se designan como antiferromagnéticos sin hacer mención a su carácter imperfecto.

3.1.1.d Ferrimagnetismo

El **ferrimagnetismo** tiene lugar cuando los momentos magnéticos de las subredes son antiparalelos pero de distinta magnitud, dando lugar a una magnetización fuerte (Fig.3.1d). Algunos ejemplos de estos minerales son magnetita (Fe_3O_4), titanomagnetita ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$), maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), pirrotita (Fe_7S_8) y greigita (Fe_3S_4).

3.1.2 Paramagnetismo

En ausencia de campo magnético externo los momentos magnéticos de un material paramagnético están dispuestos al azar. Cuando estos materiales son sometidos a un campo magnético, los momentos magnéticos de los átomos tienden a orientarse en la dirección de este campo, pero esta orientación no es perfecta, ya que en estos materiales la agitación térmica de sus átomos se opone a dicha alineación. De esta manera, la magnetización adquirida durante la aplicación del campo externo resulta muy débil y al retirar el campo aplicado esta magnetización desaparece completamente. Por tal motivo, los minerales paramagnéticos pueden adquirir una magnetización débil y positiva en presencia de un campo aplicado, pero no tienen la capacidad de retener dicha magnetización al retirarlo (Fig.3.2a). A continuación se enumeran algunos minerales paramagnéticos: piroxenos [$(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$], anfíboles [$\text{Ca}_2 (\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$], biotita [$\text{K} (\text{Mg}, \text{Fe})_3 \text{AlSi}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_2$], ilmenita, pirita, oxihidróxidos de Fe del tipo $\gamma\text{-Fe.OH}$ (lepidocrocita, akaganeita), illita, esmectitas.

3.1.3 Diamagnetismo

El diamagnetismo es una propiedad que presentan todos los materiales con niveles orbitales completos. En este caso los spines de los electrones se disponen de manera antiparalela anulándose entre sí, por lo que el momento magnético del átomo resulta nulo. Cuando un mineral diamagnético es sometido a un campo magnético, los momentos magnéticos orbitales se orientan ligeramente en sentido opuesto al campo aplicado, adquiriendo una magnetización negativa que produce el debilitamiento del campo magnético total (ley de Lenz) (Fig.3.2a). Aunque cabe señalar que la adquisición de dicha magnetización se pierde al retirar el campo

magnético. Los minerales diamagnéticos más comunes son el cuarzo (SiO_2), la calcita (CaCO_3), las plagioclasas ($\text{NaAl}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) y los feldespatos potásicos ($\text{KAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

En síntesis, los minerales ferromagnéticos (en sentido amplio), se diferencian de los paramagnéticos y de los diamagnéticos no sólo por la intensidad con que éstos se magnetizan, sino por tener la capacidad de conservar parte de la magnetización adquirida al retirar el campo inductor (magnetización remanente); los otros la pierden por completo. Por lo tanto, los minerales ferromagnéticos cumplen con el ciclo de histéresis (Fig.3.2b).

3.2 Dominios magnéticos de los minerales ferromagnéticos

Un **dominio magnético** es una región dentro del cristal en la cual los momentos magnéticos de los átomos se encuentran alineados en un mismo sentido. Los dominios vecinos están separados por las paredes de estos dominios, denominadas paredes de Bloch (Fig.3.3). En estas últimas, los momentos magnéticos rotan progresivamente desde la dirección de un dominio a la dirección de otro dominio y su posición dentro de la partícula es determinada por los defectos cristalinos e irregularidades de la superficie de la misma, donde la energía es mínima.

El número de dominios está condicionado por el tamaño de la partícula (Fig.3.4). Los granos que contienen varios dominios se denominan partículas **multidominio (MD)** (granos grandes) y los que tienen un solo dominio, partículas **dominio simple (DS)** (para granos muy finos, entre 0,03 y 0,7 μm en el caso de minerales ferromagnéticos). Las partículas MD tienden a ser fácilmente magnetizadas, pero su remanencia magnética puede ser removida fácilmente. Las partículas DS tienen χ más baja que las MD, pero tienen mayor capacidad de adquirir una remanencia estable en el tiempo (Banerjee et al., 1981; King et al., 1982; Hunt et al., 1995). Esta particularidad hace que las partículas DS sean consideradas las más apropiadas para obtener un registro confiable de las variaciones del campo magnético terrestre en el pasado geológico.

Entre las partículas DS y MD existe una configuración intermedia denominada **pseudo dominio simple (PDS)**. Es decir, que la transición entre partículas DS y MD ocurre de forma gradual, por lo que los granos PDS, compuestos por pocos dominios, se comportan como granos MD pero poseen muchas de las propiedades de los granos DS (Stacey, 1963). Otra propiedad que depende del tamaño de partícula es el **superparamagnetismo**. Esta propiedad es exclusiva de las partículas DS ultrafinas, es decir, de tamaño menor a 0,03 μm . Esto no implica que todas las partículas DS tengan propiedades superparamagnéticas, ya que existen partículas DS de hasta 0,7 μm . Las partículas superparamagnéticas (SP), poseen vibraciones térmicas a temperatura ambiente con un nivel de energía semejante al de su energía magnética. Si bien estas partículas pueden adquirir

remanencia magnética, el tiempo necesario para medirla a temperatura ambiente no resulta suficiente, ya que los tiempos de relajación del sistema (desorden) promovidos por la energía térmica del cristal, ocurren rápidamente. Si bien estas partículas tienen comportamiento paramagnético, a diferencia de estas últimas adquieren magnetizaciones muy fuertes, por ello se las denomina superparamagnéticas.

3.3 Parámetros magnéticos, aplicaciones en estudios geológicos.

Los parámetros magnéticos constituyen la respuesta de un mineral, ya sea ferromagnético, paramagnético o diamagnético, o de una mezcla de estos, a un determinado estímulo magnético en diversas condiciones. Es decir, la muestra es sometida a campos magnéticos que pueden ser grandes, muy pequeños o ambos combinados, a temperatura ambiente o siguiendo un proceso de incremento o disminución de la misma. Algunos parámetros como la susceptibilidad magnética determinada en condiciones normales de temperatura y presión, se obtienen a partir de la medida proporcionada por un susceptibilímetro en respuesta a un único pulso inductor, mientras que para la obtención de otros parámetros magnéticos, la muestra debe ser sometida a un proceso de magnetización o desmagnetización, como se indica más adelante.

La obtención de los parámetros magnéticos comprende mediciones magnéticas no destructivas y destructivas. Las primeras involucran procesos reversibles y las segundas irreversibles. La medición de la susceptibilidad magnética es la única reversible utilizada en este estudio, ya que luego de la aplicación de un campo magnético muy débil, el material vuelve a su condición en estado natural. Las mediciones destructivas modifican los estados magnéticos de los materiales ferromagnéticos en forma irreversible, adquiriendo magnetizaciones remanentes (MR). Estas últimas pueden ser adquiridas utilizando campos magnéticos alternos, continuos o un intenso campo pulsado, como se indica más adelante.

La utilización de los parámetros magnéticos suele ser muy apropiada para estimar concentraciones relativas de granos magnéticos, tamaños de grano magnético, especies magnéticas y polaridad magnética de las rocas. En geología, esta información es utilizada en estudios de correlación estratigráfica (magnetoestratigrafía), en el registro de cambios climáticos y ambientales presentes y pasados (modelos magnetoclimáticos) y en estudios de contaminación ambiental (Maher et al., 1999; Chaparro et al., 2006, 2007, 2013a, 2013b; Bidegain et al., 2009; Torrent et al., 2010; Oldfield et al., 2014, entre otros).

3.3.1 Susceptibilidad magnética

Todos los materiales tienen un valor de susceptibilidad magnética característico, que puede ser positivo, negativo o hasta nulo. Es la medida de cuán susceptible de magnetizarse es un material. El valor de susceptibilidad magnética depende de la especie mineral, de su concentración y del tamaño y forma de sus partículas. El material es sometido a un campo magnético pequeño, ~ 80 A/m, que induce una magnetización en el mismo. Como se dijo en el inciso anterior, esta magnetización resulta reversible y por lo tanto “no destructiva”.

Cuando se mide la susceptibilidad magnética todos los minerales presentes en la muestra contribuyen al valor de este parámetro. En la tabla 1 se indica a modo de ejemplo el valor de susceptibilidad magnética de algunos metales puros y especies magnéticas. En la misma puede observarse que metales como el hierro puro, el níquel y el cromo tienen valores de susceptibilidad muy elevados en comparación a los otros minerales. Sin embargo, minerales ferrimagnéticos como la magnetita, maghemita, pirrotita y greigita, más frecuentes de hallar en la naturaleza, proporcionan valores más elevados de susceptibilidad en relación a otros minerales tales como los antiferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos.

En la mayoría de los casos, la susceptibilidad magnética es positiva, excepto en minerales de comportamiento diamagnético como el cuarzo, los feldespatos, el carbonato de calcio y la materia orgánica, donde es negativa.

En presencia de un campo magnético H , se induce una magnetización M a un material, la cual es definida por la siguiente relación:

$$M = \kappa \cdot H$$

Siendo κ , la susceptibilidad magnética volumétrica, una magnitud escalar y adimensional; H el campo aplicado, en general ~ 80 A/m; M la magnetización inducida por unidad de volumen.

Asumiendo también que en el medio no hay anisotropía, es posible establecer la siguiente relación lineal:

$$\kappa = M/H$$

Para el presente estudio, la medición de este parámetro se realizó utilizando el susceptibilímetro MS2 de Bartington Instruments Ltd., con el sensor de campo MS2F y el de laboratorio MS2B.

Los valores de susceptibilidad magnética varían ampliamente de acuerdo al tipo de materiales magnéticos: diamagnéticos ($\sim -6 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$), paramagnéticos ($\sim \cdot 10^{-6} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$), antiferromagnéticos ($\sim 0,1-5,9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$), y ferrimagnéticos ($\sim 0,3-5,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$).

En el marco de la temática propuesta, la susceptibilidad magnética es utilizada para determinar concentraciones relativas de minerales magnéticos. El comportamiento de la misma a lo largo de

un perfil sedimentario, brinda información acerca de los procesos depositacionales y postdepositacionales que tienen lugar bajo determinadas condiciones climáticas y ambientales.

3.3.2 Susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$)

La susceptibilidad dependiente de la frecuencia se utiliza para determinar la abundancia relativa de minerales superparamagnéticos (< 0,03 μm), cuyo origen es atribuido a la pedogénesis. La susceptibilidad magnética de estos granos ultrafinos varía con la frecuencia utilizada para su medición. El coeficiente de susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$) puede expresarse de la siguiente forma: $\chi_{df\%} = [(\chi_{470\text{Hz}} - \chi_{4700\text{Hz}})/(\chi_{470\text{Hz}})] \times 100$ (Sandgren y Snowball, 2001; Evans y Heller, 2003). Donde $\chi_{470\text{Hz}}$ es la susceptibilidad medida en baja frecuencia y $\chi_{4700\text{Hz}}$ es la susceptibilidad medida en alta frecuencia; esta última siempre menor a la primera cuando la muestra contiene minerales superparamagnéticos (SP).

De acuerdo a Bartington Instruments Ltd. (1994), es posible estimar el porcentaje de granos SP, considerando que:

$\chi_{df\%} < 2\%$: Nula o escasa presencia de granos SP (< 10 %)

$\chi_{df\%} \sim 2\text{-}10\%$: Presencia de granos SP mezclados con granos de mayor tamaño

$\chi_{df\%} \sim 10\text{-}14\%$: Predominio de granos SP (> 75 %)

De acuerdo a Dearing et al. (1977):

$\chi_{df\%} < 2\%$ escaso o nulo contenido de partículas SP.

$\chi_{df\%} > 6\%$ significativa proporción de partículas SP.

Un aspecto a considerar, es que el valor de este parámetro también varía con la composición química de los ferrimagnéticos SP. Según de Wall y Worm (2000), variaciones en la relación de proporción entre el Fe y el Ti presentes en la estructura cristalina de las titanomagnetitas, afecta también el valor de este parámetro. Por lo tanto, la interpretación mencionada anteriormente, sería válida si los minerales ferrimagnéticos SP presentan una composición constante.

3.3.3 Magnetismo Remanente Anhistórico (MRA)

El MRA, se imparte colocando una muestra en un campo alterno (AF), con un campo pequeño de corriente directa (DC) superpuesto. El campo DC, con valores entre 10 y 90 μT , es superpuesto al del campo AF mientras éste decrece lentamente desde su valor máximo (100 mT) hasta cero. En este proceso, el campo AF cumple la función de relajar el sistema, favoreciendo la reorientación de los momentos magnéticos dipolares con la aplicación del campo DC. La magnetización adquirida por el material en tales condiciones se denomina Magnetismo Remanente Anhistórico

(MRA). Este dependerá de la intensidad del campo DC, del factor de desmagnetización (el cual está relacionado con la forma y el tamaño de los granos), de la susceptibilidad magnética intrínseca y de la interacción entre los granos magnéticos. A partir de la medición del MRA a distintos campos (10, 30, 50 y 90 μT) se determina la χ_{mra} , como se indica en el apartado metodología. Estos parámetros (**MRA** y χ_{mra}) son sensibles a la concentración de minerales ferrimagnéticos y al tamaño de grano de los mismos, particularmente en la **detección de partículas Dominio Simple (DS) y Pseudo-Dominio Simple (PDS)** (Thompson and Oldfield, 1986; Maher, 1986; Verosub y Roberts, 1995). En la Fig.3.5 se muestra el comportamiento de la χ_{mra} con la variación del tamaño de granos de magnetita.

3.3.4 Magnetismo Remanente Isotermal

3.3.4.a Adquisición

El Magnetismo Remanente Isotermal (**MRI**), es la magnetización que adquiere un material luego de ser sometido a un campo magnético directo e intenso (pulsos magnéticos). Como durante el proceso de adquisición del MRI el campo magnético aplicado alcanza valores muy elevados (1 a 2,5 T en este estudio), las magnetizaciones remanentes inducidas resultan intensas. Este tipo de proceso produce cambios difíciles de revertir o eliminar, por ello se lleva a cabo como finalización del protocolo de mediciones. El proceso de adquisición magnética se realiza en varias etapas, donde el campo magnético aplicado (H_n) es incrementado lentamente desde aproximadamente 4 mT hasta valores altos del orden de ~ 2500 mT. Este procedimiento, magnetizará secuencialmente los granos más blandos (ferrimagnéticos), luego los de mediano rango y finalmente los más duros (antiferromagnéticos) (Thompson y Oldfield, 1986; Maher, 1991; Dunlop y Özdemir, 1997; entre otros). Sin embargo, cabe señalar que la magnetización de los minerales ferromagnéticos en sentido amplio, tiene un límite, es decir, no se incrementa indefinidamente, sino que por encima de determinados campos aplicados esta magnetización se mantiene constante. Este fenómeno es conocido como magnetismo remanente isotermal de saturación (MRIS). Estas mediciones son representadas mediante curvas en gráficos MRI vs H, donde es posible apreciar la dependencia del MRI con el campo H hasta alcanzar la saturación; ésta última se alcanza a distintos campos según la especie ferromagnética presente, por tal motivo, resulta de utilidad en la identificación de las mismas. Los minerales antiferromagnéticos como la hematita y la goethita alcanzan la saturación a campos más elevados (~ 4 T) que los ferrimagnéticos como magnetita, titanomagnetita y maghemita (200 – 300 mT). Por otra parte, el valor de MRIS es utilizado para estimar la abundancia relativa de minerales ferromagnéticos en una muestra; para

una misma especie ferromagnética, el valor de MRIS es proporcional a su cantidad (Fig.3.6a). La curva normalizada que surge de la relación MRI/MRIS es utilizada para eliminar la influencia de la concentración de ferromagnéticos y poder determinar así la especie magnética dominante (Fig.3.6b).

3.3.4.b Campo Inverso

Una vez alcanzada la saturación (MRIS), se aplican campos H en sentido opuesto (Campo Inverso - Backfield). En dichas mediciones, el campo reverso (-H) es incrementado sucesivamente en varias etapas hasta un máximo de ~ -300 mT, produciéndose una reorientación parcial y en sentido opuesto de las magnetizaciones de ciertos granos magnéticos. De esta manera, se produce una disminución del MRI hasta llegar a ser nulo y luego negativo (Fig.3.6a y c). Estas mediciones son utilizadas para definir la coercitividad de la remanencia H_{cr} (también B_{cr}) y el coeficiente S_{-300} .

La **coercitividad de la remanencia (H_{cr})**, se define como el campo reverso necesario para obtener una MRI= 0 una vez que la muestra alcanzó su MRIS. Cada mineral ferromagnético posee valores característicos de H_{cr} que permiten su diferenciación (Dankers, 1978; Maher, 1986; Thompson and Oldfield, 1986; Dekkers, 1988; Roberts et al., 1995). Hematita y goethita presentan valores de H_{cr} notoriamente más elevados que magnetita y maghemita; para una población de granos de hematita orientados aleatoriamente, H_{cr} es mayor a 100-300 mT, la de goethita es incluso más elevada, mientras que para magnetita y maghemita, H_{cr} está en el rango de las decenas de mT (Liu et al., 2012).

El **coeficiente S_{-300}** , se define como el cociente entre el MRI para un campo reverso de 300 mT (MRI_{-300}) y el MRIS; es decir, $S_{-300} = MRI_{-300}/MRIS$ (King y Channell, 1991, en Liu et al., 2012). Este parámetro es utilizado para discriminar entre materiales magnéticamente duros (antiferromagnéticos, por ej.: goethita, hematita) y materiales magnéticamente blandos (ferrimagnéticos, por ej.: magnetita). En materiales donde la fracción ferrimagnética es dominante, el coeficiente S_{-300} tiende a 1; el incremento relativo de la fracción antiferromagnética produce una disminución de dicho parámetro. El valor de S_{-300} puede leerse en la curva normalizada correspondiente al tramo de campo inverso, como se indica en la Fig.3.6c.

De acuerdo a Thompson y Oldfield (1986), la relación MRI/MRIS obtenida en muestras de magnetita y hematita de distinto tamaño de grano (antes de alcanzar su saturación), es mayor en las muestras de mayor tamaño de grano (Fig.3.6d).

3.3.5 Histéresis magnética.

La histéresis es una propiedad que únicamente cumplen los materiales **ferromagnéticos**, ya que son los únicos que tienen **remanencia**. Tanto los minerales paramagnéticos como los diamagnéticos no tienen la capacidad de conservar la magnetización adquirida durante el proceso de inducción magnética, es decir, no tienen remanencia.

El ciclo de histéresis de los materiales ferromagnéticos se desarrolla en presencia de un **campo magnético continuo y creciente** (Fig.3.2b: ciclo de histéresis). De esta manera la magnetización se incrementa hasta la saturación (M_s), momento en el cual todos los dominios magnéticos están alineados en el sentido del campo aplicado. Una vez alcanzada la saturación, puede observarse que al reducir el campo a cero, la magnetización no decrece completamente, quedando un valor de remanencia (M_r). Sin embargo, si el campo es incrementado en dirección opuesta, podemos hacer disminuir este valor de M_r hasta cero. En este caso, el campo necesario para eliminar la magnetización se denomina coercitividad. Sin embargo, durante el proceso de histéresis tienen lugar dos tipos de coercitividades: Fuerza coercitiva (H_c) y Coercitividad de la remanencia (H_{cr}). El parámetro H_c es el campo magnético necesario para llevar a cero la magnetización adquirida, aunque al ser retirado el campo inductor, la muestra todavía evidencia una magnetización remanente positiva. El parámetro H_{cr} es el campo necesario para eliminar por completo la magnetización remanente, es decir, que al retirar el campo la muestra no presenta remanencia. Para completar el ciclo de histéresis, se aplican campos en sentido opuesto al anterior, hasta alcanzar la saturación. El área incluida en la curva de histéresis es proporcional a la energía disipada en forma de calor durante el proceso de magnetización y desmagnetización. Si esta área es pequeña, la pérdida de energía en cada ciclo también fue pequeña y el material se denomina “magnéticamente blando”; si esta área es más grande, la pérdida habrá sido mayor y el material se denomina “magnéticamente duro”.

Para determinar con precisión los parámetros del ciclo de histéresis de los minerales ferrimagnéticos, es necesario corregir la contribución de minerales paramagnéticos y antiferromagnéticos que determinan el valor de la susceptibilidad de alto campo ($\chi_{\text{high field}}$); cuando ésta última es sustraída, queda el componente ferrimagnético que se satura a campos relativamente bajos ($\sim < 200$ mT) (Evans y Heller, 2003). Al realizar esta corrección, se calculan la magnetización de saturación (M_s), la magnetización remanente de saturación (M_{rs}), la fuerza coercitiva (H_c) y la coercitividad de la remanencia (H_{cr}). Estos parámetros son utilizados para determinar la especie magnética predominante y el tamaño de grano magnético.

Para la medición de los ciclos de histéresis y obtención de los parámetros derivados de éste, se ha empleado un magnetizador de muestra vibrante (VSM) Lakeshore 7404, del Departamento de

Física de la Facultad de Ciencias Exactas de la UNLP; los datos fueron procesados mediante los programas Origin y Excel.

3.3.6 Relaciones Interparamétricas y Diagramas.

Las relaciones entre los parámetros obtenidos de las mediciones indicadas, se utilizan en general para contrarrestar el efecto de la concentración de las fracciones fuertemente magnéticas y poder obtener así información precisa acerca del tamaño de grano magnético y de las especies magnéticas presentes. Parámetros como χ , MRIS, MRA y χ_{mra} evidencian una fuerte dependencia de la concentración de minerales ferrimagnéticos. Las relaciones interparamétricas utilizadas en el presente estudio son:

- **MRIS/ χ_{bf}** (kA.m-1): La relación de estos dos parámetros puede ser diagnóstica del tipo de mineralogía (por ejemplo: una relación baja, teóricamente nula, indica la presencia de minerales paramagnéticos) o cuando las muestras tienen especies minerales y concentraciones similares, puede ser indicadora del tamaño de grano magnético dominante (Maher, 1986).
- **χ_{mra}/χ_{bf}** (adimensional): se utiliza para estimar la abundancia relativa de magnetita fina (< 0,2 μ m), tipo dominio simple (DS).

Con el mismo fin, los parámetros obtenidos se graficaron sobre los siguientes diagramas pre-establecidos:

- **Diagrama de Day-Dunlop (2002)**: mediante la utilización de los cocientes H_{cr}/H_c vs M_{rs}/M_s , los autores delimitan las áreas correspondientes a magnetitas con distintos dominios (Fig.3.7).
- **Diagrama de King (King et al. 1982)**: en este gráfico se representa χ_{mra} versus χ_{bf} , junto con rectas de calibración de distintos tamaños de grano magnético establecidas por el autor para magnetita (Fig.3.8).
- **Diagrama de Peters y Dekkers (2003)**: en base a la relación MRIS/ χ_{bf} vs H_{cr} , los autores establecen la ubicación de los campos para distintas especies ferromagnéticas, como ser: magnetita, titanomagnetita, maghemita, hematita, goethita, pirrotita y greigita (Fig.3.9).

CAPÍTULO 4: LOS PARÁMETROS MAGNÉTICOS EN EL ESTUDIO DEL PALEOCLIMA Y EL PALEOAMBIENTE: MODELOS MAGNETOCLIMÁTICOS, ANTECEDENTES.

El valor de los parámetros magnéticos varía según las propiedades magnéticas de los minerales que contengan la roca o el sedimento. Los minerales varían en relación con la fuente de aporte, las características del ambiente de depositación (paleoambiente), el clima (paleoclima) y los procesos postdepositacionales (Thompson et al., 1980; Thompson y Oldfield, 1986; Oldfield, 1991; Verosub y Roberts, 1995; Maher y Thompson, 1999). Por tal motivo, los parámetros magnéticos de los minerales de hierro se utilizan en la interpretación de cambios paleoclimáticos y paleoambientales. Los primeros estudios en relación a esta técnica y con tales fines, fueron realizados en secuencias de Loess/Paleosuelos de China, aunque rápidamente fue aplicada en otras regiones como Alaska, Siberia, Europa del Este, África, Estados Unidos y Argentina. El número de citas bibliográficas correspondientes a trabajos que abordan esta temática, particularmente en sucesiones loésicas, es abundante para las de Asia y Europa del Este; sin embargo, los estudios realizados en Argentina y otros países del mundo son relevantes. A continuación, si bien se enumera una extensa lista bibliográfica de estos trabajos, cabe señalar que existen otros: Heller y Liu (1984), Liu et al. (1985, 1992, 1999, 2004, 2005), Maher y Taylor (1988), Kukla et al. (1988), Zhou et al. (1990), Wang et al. (1990), Heller et al. (1991), Maher y Thompson (1991, 1995, 1999), Banerjee et al. (1993), Verosub et al. (1993), Heller y Evans (1995), Hunt et al. (1995), Bidegain et al. (1995, 1996, 2001, 2004, 2005a, 2005b, 2007, 2009), Nabel y Morrás (1996), Orgeira et al. (1996, 1998a, 1998b, 2001, 2003, 2008, 2009, 2011), Chlachula et al. (1997, 1998), Maher (1998), Tsatskin et al. (1998), Evans y Rutter (1998), Vasquez et al. (1998), Van Velzen y Dekkers (1999), Arkhipov et al. (2000), Nabel et al. (2000), Evans (2001), Evans y Heller (2003), Frechen et al. (2003), Maher et al. (2003), Bidegain y Rico (2004, 2012), Walther et al. (2004), Bloemendal y Liu (2005), Dodonov et al. (2006), Gendler et al. (2006), Orgeira y Compagnucci (2006, 2010, 2011), Zheng et al. (2007), Buggle et al. (2008, 2009), Bartel (2009), Antoine et al. (2009), Boguckij et al. (2009), Bartel et al. (2011), Rico y Bidegain (2013), Rouzaut et al. (2012), Rico et al. (2015), Gómez Samus (2016), Gomez Samus et al. (2017a).

La presente contribución pretende ampliar estos estudios para el tramo comprendido entre la localidad de Chapadmalal y el sur de Necochea.

4.1 Modelos magnetoclimáticos

La interpretación de las variaciones de los parámetros magnéticos K , χ_{bf} y $\chi_{df\%}$, permitieron establecer modelos magnetoclimáticos en distintas regiones del planeta. En China, el “Modelo

Pedogenético”, en Alaska y Siberia el “Modelo de Los Fuertes Vientos” y en la región Pampeana de Argentina, el “Modelo de los Fuertes Vientos modificado por Pedogénesis”. A continuación se describen los fundamentos de cada uno de ellos.

4.1.1 El Modelo Pedogenético

Este modelo se cumple particularmente para las secuencias de Loess/Paleosuelos de China y fue establecido en la localidad de Baoji por Wang et al. (1990), aunque también se constata en otras regiones de China y Europa del Este. Durante la pedogénesis, relacionada con períodos interglaciales, los procesos físicos, químicos y biológicos involucrados, favorecen la neoformación de magnetita SP en los horizontes más pedogenizados, produciendo en paleosuelos el incremento de κ , χ_{bf} y $\chi_{df\%}$ respecto al material parental. Ejemplos de estos comportamientos sobre sucesiones de loess/paleosuelo de China pueden constatarse en los trabajos de Heller et al. (1991), de Liu et al. (2005), entre otros también relevantes.

4.1.2 El Modelo de los Fuertes Vientos (Wind Vigorous Models)

Este modelo magnetoclimático ha sido planteado inicialmente para las secuencias de Loess/Paleosuelo de Alaska, sin embargo también se constata en otras regiones del planeta como Siberia. En estos casos, el incremento de los valores de χ en el material parental, se produce por el mayor aporte de partículas ferrimagnéticas durante períodos glaciales ventosos, mientras que los bajos valores de χ en los paleosuelos se relacionan con períodos interglaciales menos ventosos que generan una merma en el aporte de partículas ferrimagnéticas. En estas secuencias, la variación de este parámetro, se relaciona directamente con la variación de la intensidad del viento; en dichas latitudes la pedogénesis parece no haber influenciado dichos cambios. Los bajos valores de $\chi_{df\%}$ registrados en los paleosuelos, fundamenta dicha teoría. Algunos de los trabajos realizados en el loess de Alaska corresponden a Begét et al. (1990), Liu et al. (1999), entre otros; sobre el loess de Siberia pueden consultarse por ejemplo, las publicaciones de Chlachula et al. (1998).

4.1.3 El Modelo de los Fuertes Vientos modificado por Pedogénesis.

Este modelo fue definido para secuencias de Loess/Paleosuelo del noreste de la provincia de Buenos Aires, por Bidegain y Rico (2004) y Bidegain et al. (2005a), en la región conocida como Pampa Ondulada y se constata también en otras investigaciones de la zona. Allí el patrón de comportamiento magnético indica valores altos de susceptibilidad magnética en el material parental y valores bajos en horizontes Bt de los paleosuelos (Fig.4.1). Si bien este patrón se

aproxima al de Alaska y Siberia, la caída de los valores de χ en estos paleosuelos tiene otro origen. Mientras en Siberia y Alaska la caída de la señal magnética se relaciona con una disminución de la energía del viento en períodos interglaciales (ver modelo anterior), en dicha región la caída de los valores de χ es producida por alteración de los granos de titanomagnetita durante la pedogénesis. La disolución química de estas partículas bajo condiciones de extrema humedad es el principal mecanismo que conllevaría a la destrucción parcial de la fracción ferrimagnética presente en los paleosuelos de esta región (Bidegain et al., 2001).

Por otra parte, valores de susceptibilidad magnética medidos sobre distintas fracciones granulométricas separadas en laboratorio, indican mayor concentración de granos ferrimagnéticos de origen detrítico en la fracción limo mediano a grueso del material original (Bidegain y Rico, 2004). Los valores de χ obtenidos en dicha fracción son notablemente más elevados que en las fracciones más finas, mientras que en los paleosuelos arcillosos, los valores de susceptibilidad de las fracciones arena, limo y arcilla, son semejantes, como se indica en la Fig.4.2. Estos registros reflejan la destrucción de la magnetita durante el proceso de pedogénesis sobre el material parental loésico (pristine loess) en la región pampeana. La unidad identificada como J3.2, es un loess primario, sin rasgos de pedogénesis, masivo, sin concentraciones de carbonato de calcio, en el cual determinamos la presencia de octaedros de magnetita sin evidencias de redondeamiento. Los valores de susceptibilidad magnética de la Fig.4.2, corresponden a la cantera de Juárez de la ciudad de La Plata; éstos ilustran claramente el contraste entre las unidades menos pedogenizadas (valores más elevados) y más pedogenizadas (valores más bajos). Los resultados magnéticos, junto con los estudios mineralógicos y granulométricos indicados anteriormente, evidencian por un lado el origen eólico primario de estos depósitos y por otro la pérdida de granos ferrimagnéticos durante la pedogénesis. La primera inferencia se fundamenta en el acotado intervalo granulométrico donde se concentran las titanomagnetitas, lo que indica buen grado de selección, característico de un transporte eólico; la segunda se fundamenta en la notable caída de χ registrada en la fracción limo mediano-grueso de horizontes Bt de paleosuelos. Esta fracción no solo domina la señal magnética de los depósitos loésicos de la Pampa Ondulada, sino que también constituye la fracción granulométrica principal, por lo que los granos tamaño arena, limo fino y arcillas, se encuentran subordinados a ésta en abundancia. Los mejores cristales de magnetita observados por microscopía electrónica de barrido, corresponden al horizonte indicado, considerado pristine loess. Estos cristales no presentan evidencias de redondeamiento producido por transporte áqueo, por lo que se infiere que habrían sido transportados por el viento en suspensión; su presencia, se constató en un nivel de loess definido en la cantera de Juárez de La Plata (Bidegain y Rico, 2004), en relación al registro más alto de susceptibilidad

magnética. Contrariamente en las capas más pedogenizadas del mismo perfil, se constatan cristales de magnetita alterada durante los procesos de epigénesis.

Otras interpretaciones referidas al comportamiento de los parámetros magnéticos como indicadores de condiciones ambientales han sido formuladas particularmente en relación a suelos actuales. En ese sentido, cabe señalar, que Orgeira y Compagnucci (2006), en suelos actuales del NE de la provincia de Buenos Aires, proponen un índice de almacenamiento potencial de agua en el suelo (PWS: Potencial Water Storage) para predecir el comportamiento de la señal magnética hacia el solum como resultado de los procesos relacionados con la pedogénesis y las condiciones ambientales. Valores positivos de PWS (+) son vinculados a procesos de disminución de la señal magnética por disolución química de la magnetita, y valores negativos indicarían preservación de la fracción ferrimagnética detrítica y neoformación de la misma por acción biológica vinculada al proceso de pedogénesis. Otros trabajos que abordan la influencia del clima en la señal magnética de suelos actuales de la Argentina son: Orgeira et al. (2002, 2004, 2005, 2006, 2008, 2009), Orgeira y Compagnucci (2006), Orgeira y Egli (2007). Bartel et al. (2005), indican que los suelos del norte de la provincia de Buenos Aires presentan el mismo patrón de comportamiento que el establecido por Bidegain et al. (2001, 2004, 2005a-b, 2009), para sucesiones de loess/paleosuelos de la misma región. En tal sentido, en los argiudoles del norte de la provincia se registra decaimiento de la señal magnética hacia el solum.

Por otra parte, en una transecta de suelos actuales, realizada entre Cuchillo-Có (La Pampa) y las cercanías de la ciudad de Tres Arroyos (Buenos Aires), Bartel (2009), determina la existencia de incremento magnético hacia el solum en los suelos del sector este. La autora atribuye este comportamiento al régimen de lluvias de esa región, con valores de precipitación anual de 450 mm/año (oeste de la transecta) a 850 mm/año (este de la transecta). Al integrar estos registros con los del norte de la provincia de Buenos Aires, interpreta que existiría un umbral en torno a los 900 mm/año, a partir del cual en las regiones más húmedas los valores de susceptibilidad decrecen hacia el solum. Este comportamiento en suelos actuales es una réplica de lo que se registra en paleosuelos. En estos últimos, el incremento de partículas SP por pedogénesis, ocurre en relación a períodos de mayor humedad relativa, sin embargo, cuando esta última se encuentra en exceso, dando lugar a procesos de hidromorfismo, las partículas SP se destruyen, provocando la caída de χ_{bf} y de $\chi_{df\%}$. Además, se postula que por debajo de la isohieta de 850 mm/año, el incremento de la señal magnética en el solum, se ve favorecido por la presencia de partículas SP formadas durante la pedogénesis, en tanto que la disminución de la señal magnética por encima de la isohieta de 900 mm/año propicia la destrucción tanto de la magnetita de origen detrítico como de los pequeños granos SP que se habrían formado durante la pedogénesis. Esta teoría se

fundamenta en los valores de $\chi_{df\%}$ obtenidos en cada caso: es decir, donde se registra incremento de χ_{bf} hacia el solum, se registra incremento de la $\chi_{df\%}$ (presencia de partículas SP) y donde se registra disminución de la χ_{bf} hacia el solum, se obtienen valores de $\chi_{df\%}$ bajos.

Empero cabe destacar, que la presencia de picos de $\chi_{df\%}$ en el tope de algunos horizontes B de paleosuelos en regiones más húmedas, no modifica el modelo de comportamiento magnético general de decrecimiento de la χ con la pedogénesis. Si bien el “Modelo de los Fuertes Vientos modificado por Pedogénesis” rige el comportamiento de los parámetros magnéticos de las sucesiones de Loess-Loessoides/Paleosuelo de los perfiles geológicos estudiados en el norte de la provincia de Buenos Aires (op.cit.), han sido señalados otros comportamientos. Bidegain et al. (2001) registran incremento de χ_{bf} en el tope de un horizonte Bt de paleosuelo en La Plata y lo relacionan con la presencia de partículas SP formadas por pedogénesis, ya que en relación a este nivel también se registra incremento de $\chi_{df\%}$ (7,3 %). No obstante, estos comportamientos son puntuales y no existe una frecuencia a lo largo del perfil que permita revertir la tendencia general de decrecimiento de los valores en todos los niveles de paleosuelos.

Por otro lado, Gómez Samus (2016) señala incremento de la señal magnética en horizontes Bt de paleosuelos de la Fm Barker (Plioceno), descrita en las Sierras de Tandil y Balcarce. El autor propone que el escaso aporte de sedimento y una pedogénesis relativamente constante bajo un clima relativamente estable y con temperaturas medias algo más elevadas que las actuales, habrían favorecido en el tiempo la formación de partículas magnéticas ultrafinas responsables del incremento de χ_{bf} y de $\chi_{df\%}$.

4.2 Minerales que dominan la señal magnética en los sedimentos pampeanos.

Los depósitos pampeanos están integrados por una asociación de minerales con propiedades magnéticas diversas (diamagnéticos, paramagnéticos, ferrimagnéticos y antiferromagnéticos). La distribución mineralógica de estos sedimentos (sus porcentajes) fue indicada anteriormente. Entre los minerales diamagnéticos más frecuentes, se encuentran las plagioclasas, la ortosa, el cuarzo y la calcita; entre los paramagnéticos, se hallan la hornblenda, el hipersteno, la augita, la biotita, la muscovita, la ilmenita, la ferrihidrita, la lepidocrocita, la akaganeita, la montmorillonita y la illita; entre los ferrimagnéticos, se indica magnetita, titanomagnetita y maghemita; y entre los antiferromagnéticos, hematita y goethita. El vidrio en sí mismo tiene propiedades diamagnéticas, pero estas propiedades pueden cambiar debido a la presencia de impurezas de Fe.

En los depósitos de loess-loessoides de la región pampeana, los minerales diamagnéticos y paramagnéticos superan ampliamente en proporción a los ferrimagnéticos; sin embargo,

numerosa bibliografía indica que el comportamiento magnético de estos sedimentos es dominado por la señal de las titanomagnetitas (op. cit.). Esto es debido a que la magnetización de los minerales ferrimagnéticos como magnetita, maghemita y titanomagnetita, puede ser 2 órdenes de magnitud mayor (o más), que la magnetización de los minerales antiferromagnéticos, como hematita y goethita (Liu et al., 2012). Por lo tanto, la señal magnética de los antiferromagnéticos (débilmente magnéticos), suele estar enmascarada por la presencia de los ferrimagnéticos (fuertemente magnéticos) (Liu et al., 2012). Por lo tanto, para diferenciar el aporte de goethita y hematita en presencia de magnetita, se utilizan diversas relaciones interparamétricas, como por ejemplo el coeficiente S_{-300} (King y Channell, 1991) y se han propuesto diversas metodologías (Chaparro y Sinito, 2004). El estudio del comportamiento de los parámetros magnéticos en el loess de la región pampeana, ha permitido determinar para ésta, la existencia de más de un modelo magnetoclimático (Bidegain y Rico, 2004; Bidegain et al., 2005a; Bartel, 2009). En tal sentido, en algunas regiones se constata incremento hacia el solum y en otras, disminución.

Magnetita, titanomagnetitas y maghemita son óxidos de hierro que difieren en su estructura cristalina y presencia de cationes. La magnetita (Fe_3O_4) cristaliza en el sistema cúbico y en su estructura cristalina contiene Fe^{+2} y Fe^{+3} ; las titanomagnetitas ($Fe_3O_4-Fe_2TiO_4$), también cristalizan en el sistema cúbico pero en su estructura cristalina parte del Fe^{+3} es reemplazado por Ti^{+4} ; maghemita ($\gamma-Fe_2O_3$) está en el extremo más oxidado de la serie de la ilmenita-hematita, junto con la hematita aunque difiere de esta porque cristaliza en el sistema cúbico y es ferrimagnética.

En cuanto a la procedencia de los granos de magnetita y titanomagnetita presentes en suelos y paleosuelos de la región pampeana, los estudios realizados indican un predominio de fracciones heredadas del material parental y una menos representativa que se habría formado durante la pedogénesis. Si bien la presencia de maghemita en estos depósitos también ha sido mencionada por otros autores, su detección es menos frecuente y en ocasiones inferida con cierto grado de incertidumbre. La maghemita se puede formar a partir de la transformación de magnetita y/o titanomagnetita, aunque también se sugiere a partir de ferrihidrita (Barrón y Torrent, 2002). Los primeros procesos de transformación se relacionan con la acción del fuego o con suelos tropicales bien aireados, particularmente en aquellos que tienen una alta relación hematita / goethita (Fontes y Weed, 1991; da Costa, 1996). La transformación de ferrihidrita a maghemita, habría tenido lugar en suelos con significativas concentraciones de ácidos húmicos (Barrón y Torrent, 2002); esto explicaría el incremento de la señal magnética observada en este tipo de suelos (Virina et al., 2000).

CAPÍTULO 5: PALEOMAGNETISMO: FUNDAMENTOS TEÓRICOS y ANTECEDENTES DE ESTUDIOS REALIZADOS EN SUCESIONES LOESSICAS DE ARGENTINA.

5.1 Fundamentos teóricos

El Paleomagnetismo, comprende el estudio de las variaciones del campo magnético terrestre (CMT) en el pasado geológico. El cambio de polaridad, constituye una de las variaciones más notables del CMT y puede ser detectado mediante el uso de técnicas paleomagnéticas. Existen episodios de larga duración denominados crones o épocas magnéticas, en los que el CMT es predominantemente normal o reverso, y episodios más cortos de polaridad opuesta dentro de los crones, que reciben el nombre de subcrones o eventos. El modelo de los cambios de polaridad magnética, es conocido como Escala de los Tiempos de Polaridad Magnética (Stratton Noller et al., 2000). A los fines de la presente investigación, interesan los cambios de polaridad ocurridos durante el Cenozoico tardío. En tal sentido, en el libro editado por los autores mencionados, se indica la escala geomagnética establecida para los últimos 5,7 Ma. Para la construcción de la misma, se tuvieron en cuenta las contribuciones realizadas por diversos autores (Mankinen y Dalrymple, 1979; Izzet et al., 1988; Cande y Kent, 1992; Baksi et al., 1992).

La posibilidad de poder registrar dichos cambios se debe a la existencia de minerales que tienen “memoria magnética”, es decir remanencia. Estos minerales se comportan como pequeños dipolos magnéticos, que se orientan paralelamente a la dirección del campo magnético terrestre (CMT), este campo magnetiza a estas partículas en una dirección predominante. Cuando una roca se solidifica, litifica o un depósito se compacta, una parte de esta magnetización adquirida es retenida por estos minerales. Este fenómeno es conocido bajo la denominación de remanencia magnética y es una propiedad exclusiva de los minerales ferromagnéticos.

Como la polaridad magnética del planeta ha variado a lo largo de su historia, la determinación y datación de estos cambios proporcionan una herramienta de utilidad en estudios de correlación estratigráfica. De igual modo que las partículas ferromagnéticas, la Tierra es gran dipolo magnético conformado por un polo positivo y otro negativo. Por convención, cuando las fuerzas electromagnéticas salen del polo sur e ingresan por el polo norte, se dice que la polaridad magnética de la Tierra es Normal (Fig.5.1a), como ocurre actualmente; cuando sucede en sentido contrario, se dice que la polaridad es Inversa o Reversa (Fig.5.1b).

El 99 % del CMT actual es originado principalmente en el interior de la Tierra; el 1 % restante proviene del viento solar, radiaciones e ionización.

El CMT está caracterizado por tres componentes principales: declinación, inclinación e intensidad magnética (Fig.5.1c). La declinación es el ángulo entre el norte geográfico o meridiano local y la componente horizontal del CMT o norte magnético; puede variar 360°. La inclinación es el ángulo entre un plano horizontal tangente a la superficie terrestre y la dirección de líneas de fuerza electromagnéticas; en el Ecuador la inclinación es 0° y se incrementa hacia los polos hasta un máximo de 90°; en la Fig.5.1d, la disposición que adoptan las limaduras de hierro alrededor de una esfera que contiene una barra imantada, recrean dicho fenómeno. Por convención, cuando la polaridad magnética de la Tierra es normal, la inclinación del CMT en el hemisferio sur es negativa y en el hemisferio norte es positiva.

Como hemos señalado anteriormente, los depósitos de interés en este estudio contienen minerales que poseen remanencia magnética, propiedad que permite registrar la polaridad normal o reversa de las rocas y sedimentos. La adquisición de remanencia magnética puede ser obtenida a altas temperaturas (Magnetización Termorremanente) o como ocurre en el presente caso de estudio, durante el proceso de depositación y compactación de los sedimentos (Magnetización Remanente Detrítica) o durante procesos de alteración química ocurridos por debajo de las temperaturas de bloqueo (Magnetización Remanente Química).

- La *Magnetización Termorremanente* (MTR), es adquirida por los minerales ferromagnéticos durante el proceso de formación de rocas ígneas y metamórficas a alta temperatura. Durante el proceso de enfriamiento, a determinadas temperaturas, los minerales ferromagnéticos se magnetizan bajo la influencia del CMT. Estas temperaturas de bloqueo, varían con la especie ferromagnética; para la hematita, es de 675°C y se denomina temperatura de Neél y para la magnetita, es de 573°C y se denomina temperatura de Curie. Por encima de estas temperaturas, los momentos magnéticos de los dominios de estos minerales se encuentran orientados en distintas direcciones. En Paleomagnetismo interesa fundamentalmente la temperatura de Curie de la magnetita.
- La *Magnetización Remanente Detrítica* (MRD), es adquirida por los sedimentos que contienen partículas ferromagnéticas. Estas poseen una magnetización previa heredada de rocas ígneas o metamórficas (MTR) que posibilita la alineación paralela al CMT durante la depositación y litificación (MRD). La intensidad del CMT, la fuerza de gravedad y las características físicas del fluido y de las partículas que conformarán el depósito sedimentario, influyen sobre la adquisición de la remanencia. Las partículas ferromagnéticas más finas (DS), se orientan con mayor facilidad que las de diámetros

mayores a 50 μm (MD), por lo que las primeras son más propensas a adquirir remanencia (MRD). Las partículas de geometría elongada pueden generar errores en los parámetros que definen la polaridad magnética de los cuerpos sedimentarios, debido a su tendencia a depositarse con el eje mayor paralelo a la superficie o a orientarse preferencialmente respecto a la dirección de una determinada corriente.

- La *Magnetización Remanente Química* (MRQ), tiene lugar a partir de la neoformación de minerales ferromagnéticos. Esto puede ocurrir a partir de la alteración u oxidación de minerales de hierro, a través de la precipitación de soluciones ricas en hierro y por actividad bacteriana. Al comienzo, los minerales ferromagnéticos neoformados suelen ser de tamaño muy pequeño, superparamagnéticos (SP), por lo que no tienen capacidad de adquirir remanencia, sin embargo, al ir aumentando de tamaño pueden conformar partículas dominio simple (DS) que como se expresó anteriormente, son las más apropiadas para conservar la magnetización adquirida.

Además de estas magnetizaciones, las rocas pueden adquirir otras magnetizaciones con posterioridad a su formación, mediante la exposición gradual en el tiempo a campos magnéticos pequeños. Esta es conocida como Magnetización Remanente Viscosa (MRV), la cual generalmente se elimina a campos bajos durante el proceso de desmagnetización.

5.2 Antecedentes de estudios paleomagnéticos realizados en la República Argentina, sobre depósitos loésicos del Neógeno-Cuaternario.

Las primeras investigaciones paleomagnéticas a nivel mundial se focalizaron en la determinación de los cambios de polaridad magnética en rocas y sedimentos detríticos, a los fines de configurar la escala internacional de los cambios de polaridad magnética de la Tierra.

La detección de anomalías magnéticas a ambos lados de la dorsal centro-oceánica, resultaron de gran utilidad en la datación de los materiales del fondo oceánico y constituyeron el puntapié inicial de las aplicaciones del método paleomagnético, al estudio de sucesiones sedimentarias continentales.

Para el período Cuaternario, las zonas de magnetopolaridad, corresponden a los crones Brunhes ($< 0,78$ Ma) y Matuyama (2,58 – 0,78 Ma); el primero de polaridad predominantemente normal y el segundo predominantemente Reversa o Inversa. En buen número de perfiles paleomagnéticos en loess/loessoides de Argentina se han registrados estos crones y en algunos sitios los subcronos

Jaramillo y Olduvai. Sin embargo, hay que considerar que en algunos acantilados del sur de Mar del Plata y en los alrededores de las Sierras de Tandil y Balcarce, la edad de las exposiciones loessoides más antiguas se extiende hasta el Plioceno, con registros de polaridad magnética asignados a Gauss (3,59 – 2,58 Ma) y Gilbert (6,03 – 3,59 Ma), como se indica a continuación.

Las secuencias de Loess-Loessoides/Paleosuelos más estudiadas mediante la aplicación de esta técnica en la Argentina, corresponden a la provincia de Buenos Aires, particularmente en excavaciones de la ciudad de Buenos Aires, La Plata, Baradero, Zárate, Marcos Paz, Balcarce, Tandil y en los acantilados costeros del norte y sur de Mar del Plata (Nabel y Valencio, 1981; Valencio y Orgeira, 1983; Orgeira y Valencio, 1984; Nabel, 1985; Bobbio et al., 1986; Orgeira, 1987, 1988, 1990, 1991; Nabel y Spiegelman, 1988; Ruocco, 1989; Bidegain, 1998; Ré y Orgeira, 1991; Nabel, 1993; Nabel et al., 1993, 2000; Bidegain et al., 2001, 2002, 2004, 2005 a y b, 2011, 2013; Bidegain y Rico, 2004, 2012; Rico y Bidegain, 2013; Gómez Samus y Bidegain, 2013, 2014; Gómez Samus, 2016; Gómez Samus et al., 2017b). Fuera de esta provincia, otros estudios paleomagnéticos fueron realizados en Entre Ríos (Bidegain, 1991), Tucumán (Schelleberger et al., 2003).

El desarrollo de esta técnica, aplicada al estudio de estos depósitos, llamó la atención de paleontólogos que con el uso del Paleomagnetismo pudieron establecer esquemas bioestratigráficos más precisos (Tonni y Fidalgo, 1982; Tonni, 1991; Tonni et al., 1988, 1994, 1996, 1999; Cione y Tonni, 2005; Soibelzon et al., 2008, 2009, 2010).

Los resultados paleomagnéticos permitieron definir zonas de distinta polaridad magnética, ya sea normal, reversa, ecuatorial u oblicua, que fueron asignadas a los distintos crones y subcrone definidos para el Cenozoico Tardío. De esta manera, se construyeron los primeros perfiles magnetoestratigráficos para la región. En la Fig.5.2, se indica la escala geomagnética de reversiones establecida a nivel mundial para dicho intervalo de tiempo y su correlación con la curva de estadios isotópicos y la escala cronoestratigráfica/geocronológica.

En la Pampa Ondulada, los perfiles estudiados corresponden principalmente a exposiciones geológicas de canteras y excavaciones con fines edilicios que generalmente no superan los 15 metros de profundidad. En la mayoría de estos casos fue posible registrar al menos 1 cambio de polaridad y las magnetozonas han sido referidas a los crones Matuyama y Brunhes. El perfil magnetoestratigráfico de mayor potencia registrado en la ciudad de La Plata corresponde al de la excavación de 27 m de profundidad realizada para la construcción del nuevo Teatro Argentino (Bobbio et al., 1986); allí las magnetozonas fueron asignadas a los crones Brunhes y Matuyama, pudiendo definir la presencia de los subcrone Jaramillo y Olduvai, dentro de esta última. Otros trabajos pioneros en el desarrollo de la técnica del Paleomagnetismo en La Plata, corresponden a

los realizados por el Dr. Bidegain en las canteras de Hernández, Gorina, Excavación del Estadio Único, El Cristo y Juárez, como se indicó anteriormente en las citas bibliográficas.

En la Pampa Interserrana, al sur de Mar del Plata y particularmente en el perfil Barranca de Los Lobos, se obtuvieron los registros de polaridad normal y reversa más antiguos que fueron asignadas a los crones Gauss (tope y sector medio del perfil) y Gilbert (base del perfil), por tal motivo los depósitos de la base tendrían una edad superior a 3,5 Ma (Orgeira y Valencio, 1984). En otros perfiles de la zona de acantilados de Chapadmalal, denominados "El Muelle" (Orgeira y Valencio, 1984 y Orgeira, 1987) y "Balneario Cruz del Sur" (Ruocco, 1989), los depósitos fueron asignados a los crones Brunhes, Matuyama y Gauss. Al norte de la ciudad de Mar del Plata, sobre la zona de acantilados, los estudios paleomagnéticos indican un predominio de depósitos de polaridad normal asignados al cron Brunhes y en algunos casos registros de polaridad reversa de edad Matuyama, en el sector basal de los mismos (Bidegain et al., 2005a y b). En la zona costera, entre Miramar y Necochea, nuestro laboratorio efectuó mediciones paleomagnéticas preliminares, como soporte de una investigación bioestratigráfica (Soibelzon et al., 2009, 2010).

En las sierras septentrionales de la provincia de Buenos Aires, una reciente investigación propone la existencia de un gran hiatus temporal en la sucesión loessoide de las Sierras de Tandil, que pondría en contacto depósitos de edad Brunhes con otros de edad Gauss media, extendiéndose hasta el cron Gilbert o más viejo (Gómez Samus 2016). En Sierras de Balcarce, si bien el autor mencionado indica la existencia de al menos dos hiatus dentro de la zona normal de Brunhes, el esquema magnetoestratigráfico propuesto para estos depósitos resulta más completo que el anterior: Gilbert superior / Gauss inferior a medio / Brunhes.

En la provincia de Tucumán, Schelleberger et al. (2003), determinan para una secuencia de loess/paleosuelos de unos 50 m de potencia, tres cambios de polaridad magnética. Las magnetozonas establecidas para estos depósitos fueron asignadas a los crones Brunhes y Matuyama medio y superior y al subcrón Jaramillo, por lo que se indica para esta sucesión sedimentaria una edad mínima de 1,15 Ma.

Los perfiles magnetoestratigráficos realizados en distintas localidades de la provincia de Buenos Aires fueron utilizados en la correlación de secuencias sedimentarias. En la ciudad de La Plata, estudios paleomagnéticos llevados a cabo por el Dr. Bidegain, permitieron constatar que la parte superior de la Zona Reversa de Matuyama coincide, en todos los perfiles estudiados, con el desarrollo de un horizonte B de paleosuelo de extensión regional, como se indica en el trabajo Bidegain et al. (2007). Dicho ciclo húmedo fue asociado al estadio isotópico 19 y fue utilizado como horizonte guía en una correlación más amplia. En el trabajo de Bidegain et al. (2009) se propone la correlación magnetoestratigráfica entre algunos perfiles del norte, noreste y sureste

de la provincia de Buenos Aires, a partir de la determinación del límite Brunhes/Matuyama y en algunos casos del subcron Jaramillo. Para el sector costero, Soibelzon et al. (2009), basándose en los registros paleontológicos, sugieren una posible correlación magnetoestratigráfica entre algunos perfiles ubicados al norte y sur de la ciudad de Mar del Plata.

Recientemente, Gómez Samus (2016), propone una correlación magnetoestratigráfica entre los depósitos neógeno-cuaternarios de las sierras septentrionales de la provincia de Buenos Aires y los que afloran en los acantilados del norte de Mar del Plata. En ambos sectores (serrano y costero), constata la presencia de depósitos de edad magnética Brunhes, sin embargo, en el sector costero el registro del cron Brunhes sería más completo que en el sector serrano, ya que para este último indica la existencia de un hiatus temporal que en las Sierras de Tandil se continúa hacia los crones Matuyama, Gauss superior y el subcron Kaena. En las sierras de Balcarce, este hiatus sería menos significativo, pues indica la presencia de depósitos de edad Matuyama superior se correlacionarían con los de polaridad reversa del sector costero mencionado.

CAPÍTULO 6: METODOLOGÍA, TÉCNICAS Y EQUIPOS.

Si bien la utilización de técnicas Paleomagnéticas y de Magnetismo de rocas constituyen las herramientas fundamentales de este estudio, el empleo de técnicas convencionales en geología, como análisis granulométricos, microscopía óptica, microscopía de barrido electrónico con EDAX y difracción de rayos x, conforman la base de conocimientos necesarios sobre los que se apoya y desarrolla la investigación a los fines de la tesis; más aún, el proceso del conocimiento se efectúa correlacionando los datos obtenidos de las distintas técnicas.

La metodología de trabajo propuesta comprende la realización de trabajos de campo, laboratorio y gabinete.

6.1 Trabajos de campo

El trabajo de campo comprendió la ubicación geográfica de los perfiles a ser estudiados, para los cuales se realizó la descripción geológica, se extrajeron muestras totales representativas de cada nivel diferenciado, muestras puntuales para la determinación de los parámetros magnéticos en laboratorio, muestras orientadas con brújula geológica para paleomagnetismo y medición de la susceptibilidad magnética “in situ”. También se realizó un trabajo fotográfico general y de detalle de los distintos perfiles, con el objeto de documentar con imágenes los estudios realizados.

El posicionamiento geoespacial de los perfiles geológicos se realizó mediante un equipo GPS marca Garmin (Global Positioning System), que funciona mediante una red de 24 satélites en órbita a 20.200 km de altura, que monitorean la atmósfera y la superficie del planeta Tierra, brindando información e imágenes de la misma.

La descripción geológica se realizó sobre el frente de los acantilados o en ocasiones en cortes transversales a los mismos, utilizando en ciertos casos, escaleras extensibles para acceder a los sectores más alejados. Esta comprendió la diferenciación de unidades litológicas en base a su color, textura al tacto, estructuras primarias y secundarias, grado de consolidación, tipos de contacto (concordante, discordante), espesor, morfología del litosoma, continuidad lateral y rasgos pedológicos como cutanes de iluviación, bioturbación, nódulos, pátinas y dendritas de hierro-manganeso, rizoconcreciones, trazas fósiles, concreciones, calcretas, etc. Sobre la base de esta descripción, se diferenciaron facies depositacionales (loess, loessoides) y post-depositacionales (paleosuelos y calcretas) y los estratos se refirieron a ciclos climáticos (glacial/interglacial). Estos últimos fueron denominados utilizando la abreviatura del nombre de cada perfil, acompañada de una letra en orden alfabético de base a techo; por ejemplo, en el

perfil Punta San Andrés, la denominación psa-A indica la unidad de la base del perfil y psa-B, la unidad que sobreyace a la anterior.

Se extrajeron muestras totales de aproximadamente 1 kg, con el uso de piqueta y pala, como se indica en la Fig.6.1 y luego fueron colectadas en bolsas plásticas rotuladas. Las muestras cilíndricas de 10 cm^3 , se extrajeron cada 10 o 20 cm de separación. Las muestras paleomagnéticas se extrajeron mediante un sacatestigos de sección cuadrada y material no magnético, a una separación entre 5 y 30 cm. Para ello, dicho muestreador, nivelado en la horizontal y orientado con brújula geológica respecto al norte magnético, es hincado sobre la pared del perfil con ayuda de un martillo. Posteriormente, el material es colocado dentro de los portamuestras cúbicos y es inmovilizado mediante el agregado de un adhesivo vinílico no magnético (plasticola), de probada eficacia. El muestreador utilizado, fue diseñado por el Dr. Mörner en Suecia y modificado por el Dr. Bidegain. Esta herramienta está compuesta por un cuerpo de hidrobronce de sección cuadrada y una barra de aluminio inserta en su interior que sirve de pistón para expulsar el sedimento y así poder colectarlo en portamuestras cúbicos (8 cm^3) de material no magnético, como se indica en la Fig.6.2 (a-d).

Ante la dificultad de poder acceder a la compra de los tradicionales “paleomagnetic boxes”, fabricados por la empresa ASC Scientific de origen norteamericano, en el laboratorio de Paleomagnetismo de La Plata, el Dr. Bidegain, basando su diseño en el anterior, creó un nuevo modelo de portamuestras fabricado con la técnica de impresión 3D. Luego de ensayar magnéticamente varios materiales, el más apropiado para este tipo de estudios resultó ser un polímero derivado del ácido poliláctico de origen vegetal, denominado PLA. Dicho material se funde a 190°C , para que la impresora 3D pueda darle forma mediante la construcción por capas a dichos portamuestras (Fig.6.3). Con el fin de constatar la factibilidad del material utilizado para la fabricación de estos portamuestras, se compararon las mediciones magnéticas y paleomagnéticas correspondientes a 120 muestras colectadas en portamuestras cúbicos de distinta procedencia fabril. En la Fig.6.4 se indica a modo de ejemplo el resultado obtenido del análisis paleomagnético de dos muestras extraídas del mismo punto y colectadas en portamuestras distintos. Obsérvese la similitud de los valores de las componentes del magnetismo remanente característico (MRC) determinado en cada caso. Estos resultados permiten constatar que no existen variaciones entre las muestras colectadas en los cubitos de origen norteamericano y los fabricados en Argentina, por tal motivo, el uso de estos últimos resulta viable, más económico y rápido de adquirir.

La medición de la susceptibilidad magnética “in situ” o susceptibilidad volumétrica (κ), se realizó mediante la utilización de un susceptibilímetro de campo MS2 Bartington Instruments Ltd, con sensor de campo MS2F (Fig.6.5). El sensor MS2F integra la señal magnética en un volumen

pequeño, con una profundidad de penetración de ~ 1 cm, sin embargo, el mismo brinda la posibilidad de tomar dos tipos de medida: una hincando el sensor sobre la pared del perfil unos 2cm y otra simplemente apoyando la sección más externa del mismo. En el primer caso, la lectura que proporciona el display del equipo es considerada el valor de susceptibilidad del material, con una precisión del 5 %; en el segundo caso, el valor proporcionado por el display debe ser multiplicado por 2, como indica el manual del equipo. A fin de agilizar estas mediciones, para el presente estudio, las medidas fueron tomadas superficialmente, cada 5 y 10 cm de separación, a 3 mediciones por punto.

Los trabajos de campo fueron realizados en varias campañas durante los meses de otoño (marzo-abril) y primavera (setiembre-noviembre).

6.2 Trabajos de laboratorio.

Las tareas de laboratorio comprendieron descripción de muestra de mano, separación de fracciones granulométricas, obtención de concentrados magnéticos, análisis mineralógicos, mediciones paleomagnéticas y mediciones de parámetros de magnetismo de rocas.

6.2.1 Separación de fracciones granulométricas y concentrados magnéticos.

La separación en fracciones granulométricas se efectuó utilizando el método de Smith (1985), para el estudio de minerales magnéticos. Esta técnica propone la disgregación del material mediante ultrasonido y una solución amoniacal débil (1:1), evitando el uso de ácido clorhídrico (ClH) y agua oxigenada (H_2O_2), que provocan la alteración de los óxidos y oxihidróxidos de hierro, de interés en este estudio. El método permite la separación del sedimento en tres fracciones granulométricas: arena ($< 4 \phi$; $> 62 \mu m$), limo mediano a grueso (entre 4 y 6 ϕ ; entre 62 y 15,6 μm) y limo fino-arcillas ($> 6 \phi$; $< 15,6 \mu m$), mediante tamizado vía húmeda y por decantación, teniendo en cuenta en este último caso, las variables consideradas por la Ley de Stockes. Cabe señalar, que para el presente estudio el limo mediano fue separado del limo grueso mediante tamizado en seco, generando una cuarta fracción, como se indica más adelante. La escala granulométrica utilizada para establecer límites de los tamaños de partículas es la de Udden-Wentworth (1922); en la tabla 2 se indican los límites para las distintas fracciones.

A partir de una muestra de material seco a estufa a una temperatura de 40°C y posteriormente desagregado con rodillo de vidrio, se obtuvo previo cuarteo, una muestra representativa de 20 gr. En un vaso de precipitado de 600 ml se disgregó el material en agua destilada con pisón de goma, solución amoniacal y ultrasonido durante al menos 30 minutos. Luego del proceso de

desagregación, se agregó agua destilada hasta obtener una suspensión de 10 cm de altura, la cual fue agitada durante; luego se la dejó decantar durante 8 minutos, momento en el cual se depositaron en el fondo del vaso de precipitado, las arenas, los limos gruesos y medianos. De esta manera, a dicho tiempo (8') la suspensión sobrenadante ($> 6 \phi$) es transvasada, quedando separada de la fracción más gruesa ($< 6 \phi$). Esta operación se repitió varias veces hasta que el líquido sobrenadante quedó lo más límpido posible, ya que en las primeras etapas de separación se ha constatado arrastre de material fino hacia el fondo del recipiente. La fracción fina en suspensión se dejó decantar varios días y luego se secó en estufa a 40°C para su análisis. De igual modo, la fracción $< 6 \phi$ ($> 15,6 \mu\text{m}$) se secó en estufa y se separó en tres fracciones: arena, limo grueso y limo mediano; dicha separación se llevó a cabo en seco mediante la utilización de tamices IRAM 1501, mallas N° 230 y 400, con aberturas de 63 μm y 36 μm , respectivamente. En la fotografía de la Fig.6.6, se indican ejemplos de las fracciones granulométricas separadas para los estudios que se realizan en el presente trabajo, correspondientes a niveles con distinto grado de pedogénesis. En cada caso, se consignan también los concentrados magnéticos de las mismas. Nótese las diferencias en el color, en la proporción de las distintas fracciones granulométricas y en la cantidad de minerales magnéticos extraída de cada una de ellas.

Los concentrados magnéticos se obtuvieron mediante la utilización de un fuerte imán, compuesto por una aleación de neodimio, hierro y boro. Esto fue realizado para las fracciones granulométricas más gruesas procedentes de horizontes con distinto grado de pedogénesis, con el fin de analizar mediante microscopía óptica y de barrido electrónico con EDAX, la forma de los cristales, características de superficie y composición de elementos químicos.

6.2.2 Microscopía óptica y de barrido electrónico.

El análisis mineralógico realizado fue de tipo cualitativo, a los fines de analizar principalmente las características morfológicas de las distintas especies minerales. La observación de la fracción arena gruesa y gránulos se realizó bajo una lupa binocular en el LEMIT. La fracción arena fina se analizó mediante la utilización de un microscopio óptico de polarización con cámara fotográfica incorporada del mismo laboratorio; para ello el montaje de los granos se realizó utilizando bálsamo de Canadá.

Algunas muestras seleccionadas fueron analizadas mediante microscopía electrónica de barrido. Estos análisis fueron realizados en el CINDECA-UNLP, mediante la utilización de un Microscopio de barrido electrónico marca Philips SEM 505 con capacidad analítica a través del Sistema de Microsonda EDAX DX PRIME 10. El SEM (Scanning Electron Microscope), se utiliza para estudiar las características morfológicas y de superficie de las partículas, como ser tamaño, forma,

rugosidad, marcas. El EDAX se utiliza en combinación con el SEM para determinar los elementos químicos constituyentes de las mismas. El SEM reproduce imágenes de la muestra barriéndolas con un haz de electrones que interactúan con los átomos de la muestra dando lugar a señales que son detectadas y se traducen como imagen. Para poder trabajar con el SEM, la muestra debe ser eléctricamente conductora, al menos en superficie y estar conectada a tierra eléctricamente para evitar la acumulación de carga electrostática. Por tal motivo, las muestras analizadas recibieron un fino baño de oro.

Con el objeto de obtener información mineralógica de la fracción más fina, se realizaron análisis mediante difracción de rayos X. Estas mediciones fueron realizadas por el servicio de difracción de la Universidad Nacional del Sur en Bahía Blanca y por el Centro de Investigaciones Geológicas de la UNLP. Debido a que esta técnica determina las especies de acuerdo a su estructura cristalina y abundancia, presenta limitaciones relacionadas con el grado de cristalinidad y concentración de los minerales presentes. Por tal motivo, no es posible diferenciar por esta vía sustancias amorfas, o cristalinas que se encuentren en muy bajas concentraciones. Para la obtención de los difractogramas, ambos laboratorios utilizaron ánodo de $\text{CuK}\alpha$ y cátodo de W que emite una corriente de 35 kV y 15 mA, aunque cabe señalar que en el de Bahía Blanca se incorporó el uso de monocromador de grafito para disminuir el ancho de los picos y en consecuencia incrementar la definición de los mismos. Las muestras se irradiaron de 3 a 60° (2θ) con paso 0,04° y tiempo de conteo de 2 segundos. Las especies cristalinas se determinaron obteniendo al menos 3 reflexiones de cada una.

6.2.3 Mediciones paleomagnéticas.

La determinación de la polaridad magnética de los sedimentos estudiados se realizó en el laboratorio de Paleomagnetismo del LEMIT, el cual para tales fines cuenta con un Magnetómetro rotativo de puerta de flujo Minispin, marca Molspin Ltd y un desmagnetizador por campos magnéticos alternos, blindado, de la misma marca.

El **magnetómetro rotativo** de puerta de flujo Minispin, Molspin Ltd (Fig.6.7a), se utiliza en este estudio para determinar las componentes del magnetismo remanente natural (MRN) y las del magnetismo remanente, luego de cada paso de desmagnetización. El equipo proporciona el valor de intensidad de la magnetización de la muestra en mA/m y los valores de declinación e inclinación magnética en grados. Estos valores son utilizados para analizar el comportamiento de las muestras frente al proceso de desmagnetización y principalmente para aislar el magnetismo remanente característico (MRC) que permite determinar la polaridad de los depósitos. Este

equipo se utilizó conectado al software SUPER-IAPD-2000 que procesa los valores medidos por el magnetómetro y permite su representación gráfica.

El **desmagnetizador** blindado Molspin Ltd (Fig.6.7b), es utilizado en este estudio para desmagnetizar por campos magnéticos alternos las muestras extraídas para paleomagnetismo y en combinación con un equipo pMRA, para medir el MRA. La muestra se introduce dentro del equipo blindado rotando en varias posiciones para ser desmagnetizada a un determinado campo magnético (AF) a una tasa de decrecimiento de 17 μ T por ciclo.

Para determinar la polaridad magnética, cada muestra fue medida en cuatro posiciones distintas dentro del magnetómetro; siendo esta maniobra repetida, para cada paso de desmagnetización. En primer lugar, se midió el MRN en el magnetómetro. Luego, para la obtención del MRC, las muestras fueron sometidas a un proceso de desmagnetización por campos magnéticos alternos desde 2,5 mT (militesla) hasta campos pico de 60, 80 y 100 mT, a intervalos variables entre 2,5 - 5 y 10 mT. Este procedimiento se realiza para eliminar la influencia de componentes secundarias adquiridas durante procesos posteriores a la compactación y litificación de la roca, y así poder aislar la componente primaria. El campo máximo utilizado se determinó en función de la respuesta del material al proceso de desmagnetización; de esta manera, aquellas muestras que evidenciaron un comportamiento “blando”, es decir, que a campos bajos pierden rápidamente intensidad magnética, fueron sometidas a campos máximos de 40 mT o 60 mT, mientras aquellas de comportamiento más “duro”, a campos máximos de hasta 100 mT. Cabe señalar, que en el primer caso, el proceso de desmagnetización hasta 30 mT, se llevó a cabo con mayor detalle, es decir, la muestra fue desmagnetizada cuidadosamente a pequeños intervalos de campo pico aplicado (cada 2,5 mT) y por consiguiente incrementando el número de pasos. Las magnetizaciones remanentes medidas por el magnetómetro en cada etapa, son definidas por tres parámetros: Declinación (D), Inclinación (I) e intensidad (J), como se indicó anteriormente. Mediante el Software SUPER-IAPD-2000, estos datos son representados en estereogramas, diagramas de Zijdeveld y curvas de desmagnetización, permitiendo conocer su comportamiento frente a la desmagnetización y determinar las direcciones del MRC para un máximo desvío angular (MDA) menor a 20. En las redes estereográficas se representan los valores de D e I, en las curvas de desmagnetización el comportamiento de J y en los diagramas de Zijdeveld se representa la variación de los valores de D e I en función de J.

Los resultados de las mediciones paleomagnéticas también fueron representados en función de la profundidad para cada perfil analizado. De esta manera, se definió la polaridad magnética de las unidades litológicas y los límites de las distintas magnetozonas cuando se registra más de una.

Las edades magnéticas son referidas a la Tabla Estratigráfica Internacional, editada por las ICS en 2017 (www.stratigraphy.org/upload/ISChart2017.pdf), que establece el límite Plio-Pleistoceno en 2,588 Ma y el límite Pleistoceno Inferior – Medio en 0,78 Ma.

6.2.4 Medición de parámetros magnéticos.

La medición de parámetros magnéticos se realizó en diversos laboratorios de la provincia de Buenos Aires, tales como el Instituto de Física Arroyo Seco de la Universidad Nacional del Centro (IFAS-UNICEN), el Laboratorio de Paleomagnetismo “Daniel Valencio” de la Universidad de Buenos Aires (UBA) y el Departamento de Física de la Universidad Nacional de la Plata (UNLP). El trabajo consistió en medición de la susceptibilidad másica (χ) en baja y alta frecuencia (470Hz y 4700Hz, respectivamente), medición del magnetismo remanente anhistérico (MRA), del magnetismo remanente isotermal hasta saturación (MRIS), coercitividad de la remanencia (H_{cr}) y ciclos de histéresis. Estas medidas fueron realizadas sobre muestras cúbicas utilizadas para paleomagnetismo, sobre muestras preparadas en laboratorio a partir de muestras totales que fueron desagregadas con rodillo de vidrio y cuarteadas hasta obtener muestras de aproximadamente 10 cm³ y sobre distintas fracciones granulométricas. Para la medición del ciclo de histéresis, las muestras fueron molidas con un mortero de ágata hasta obtener una muestra de polvo fino.

La **susceptibilidad másica** (χ), fue medida en laboratorio con un Susceptibilímetro MS2 Bartington Instruments Ltd., con sensor de laboratorio MS2B de doble frecuencia (470 y 4700 Hz) (Fig.6.8). Este equipo utiliza un campo magnético alterno de pequeña intensidad (~ 80 A/m) y brinda la posibilidad de medir este parámetro magnético en alta y baja frecuencia (470 y 4700 Hz respectivamente), con una precisión de 1 %. El sensor MS2B está calibrado con una muestra de agua (diamagnética) de 10 cm³ y 10 gr. A partir del valor que proporciona el equipo (valor del display) es posible calcular la susceptibilidad volumétrica (κ) y la másica (χ) realizando las siguientes correcciones:

$$\kappa = (\text{Valor del display} \times 10) / \text{Volumen de la muestra} [\cdot 10^{-5} \text{ SI}]$$

$$\chi = (\text{Valor del display} \times 10) / \text{Peso de la muestra} [\cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}]$$

Las muestras se midieron en alta y baja frecuencia a los fines de determinar el valor de susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$)= $(100 \times [\chi_{470\text{Hz}} - \chi_{4700\text{Hz}}] / \chi_{470\text{Hz}})$.

El **magnetismo remanente anhistérico** (MRA) es aquel que adquiere un material luego de haber sido sometido a un campo magnético continuo y débil del orden de los μT (H_0), al mismo tiempo que se imparte un campo magnético alterno intenso (AF), del orden de los mT. El dispositivo μMRA que imparte campos muy bajos se utiliza conectado al Desmagnetizador por Campo Alternos Molspin Ltd, que es el que imparte el campo más intenso, mientras que el magnetómetro rotativo Minispin, mide la magnetización remanente adquirida. Esta última fue medida a 10, 60 y 90 μT en presencia de un campo magnético alterno decreciente desde 100 a 0 mT, con una tasa de decrecimiento de 17 μT por ciclo. Durante este proceso, el campo fuerte (AF) relaja los granos magnéticos a la vez que el campo más débil (entre 10 y 90 μT) induce una magnetización. Como la relajación de los granos magnéticos depende de su distribución de coercitividad y del intervalo del campo aplicado, todas las partículas con coercitividad remanente igual o menor al campo máximo aplicado (100 mT) serán magnetizadas en dirección del campo débil (H_0). Este procedimiento se repite incrementando progresivamente el campo H_0 desde 10 μT a 90 μT y midiendo en cada paso el MRA con el magnetómetro.

El MRA corresponde al valor de magnetización determinado a 90 μT (71,62 A/m), bajo las condiciones mencionadas. La determinación de la susceptibilidad anhistérica específica (χ_{mra}) se obtuvo para un campo variado entre 10-90 μT (7,958-71,62 A/m) y el cálculo de la misma se realiza representando en un gráfico x-y los valores corregidos de MRA en función del campo aplicado [A/m]. Con estos puntos se realiza un ajuste de regresión lineal, donde la pendiente de dicha función, es la χ_{mra} .

Las mediciones que proporciona el display son expresadas en unidades SI volumétricas [mA/m] y el error del equipo es del orden del 5 %. La calibración del equipo se realiza con una muestra patrón (895 mA/m) de volumen conocido, $\sim 13.824 \text{ cm}^3$ y las mediciones obtenidas son corregidas en este caso por el peso de la muestra (en gramos) para expresarse en unidades específicas, como se indica a continuación:

$$\text{MRA} = (\text{MR del display} \times 13,824) / \text{Peso de la muestra. Unidad de medida: } *10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}.$$

Para determinar la curva de **adquisición de la magnetización remanente isotérmica** y en consecuencia el valor de MRIS y el campo necesario para alcanzarla, las muestras fueron previamente desmagnetizadas mediante la aplicación de un campo magnético alterno de 100 mT.

Una vez realizado este procedimiento, mediante la utilización de un magnetizador de pulso ASC Scientific modelo IM-10-30, las muestras son magnetizadas en etapas crecientes desde 4,3 mT hasta 2470 mT. Durante este proceso, denominado “Adquisición magnética”, se mide el MRI que adquiere el material en cada pulso magnético aplicado, hasta su saturación. A partir de estas mediciones, se obtienen las curvas de adquisición del MRI. Una vez alcanzada la saturación, las muestras fueron sometidas a un proceso de magnetización en sentido opuesto, denominado “**Campo Inverso**”, hasta 350 mT, con el objeto de determinar H_{cr} y S_{-300} . Por cada pulso aplicado, ya sea durante el proceso de “Adquisición Magnética” como de “Campo Inverso”, se midió la intensidad de la muestra en mA/m, con el magnetómetro rotativo Minispin.

Los **ciclos de histéresis** de los minerales ferromagnéticos (*sensu lato*), se obtuvieron en el Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Exactas de la UNLP, con un magnetómetro de muestra vibrante (VSM) marca Lakeshore 7404. Los parámetros del ciclo de histéresis medidos fueron: magnetización remanente (M_r), magnetización de saturación (M_s), fuerza coercitiva (H_c) y coercitividad de la remanencia (H_{cr}).

Este equipo mide la magnetización adquirida por los minerales ferromagnéticos (*sensu lato*) en función de un campo magnético continuo hasta 2 Tesla, para una muestra de aproximadamente 300 mg. A fin de que la muestra sea lo más representativa posible, el material fue molido y cuarteado hasta obtener una muestra de polvo fino de unos 5 grs.

En la Fig.6.9 se representa mediante un diagrama de llaves el protocolo de medición utilizado en este estudio y las unidades de los parámetros magnéticos.

6.3 Trabajo de gabinete.

El Trabajo de gabinete comprendió en primer lugar búsqueda, lectura y análisis de publicaciones afines al proyecto de investigación, elaboración de planillas de datos a partir de la información obtenida, representación gráfica de los datos de laboratorio mediante histogramas, diagramas X-Y de puntos y líneas, perfiles geológicos, paleomagnéticos y de otros parámetros magnéticos utilizados en magnetismo de rocas. Diseño y elaboración del material gráfico de la presente la tesis. Redacción del manuscrito.

CAPÍTULO 7: PERFILES GEOLÓGICOS: DESCRIPCIÓN GENERAL, GRANULOMETRÍA Y MINERALOGÍA.

7.1 Descripción general de los perfiles geológicos estudiados

A continuación se realiza la descripción geológica de los 7 perfiles estudiados para el sector costero. Se consignan para cada uno de ellos, las columnas estratigráficas y mosaicos de fotografías representativas de las secciones muestreadas y de algunos rasgos geológicos particulares considerados relevantes para ser documentados con imágenes, a fin de reforzar la descripción realizada. Por cada perfil se consignan entre 2 y 3 mosaicos conformados por varias fotografías sobre las que se indican las unidades diferenciadas y las características que se quieren resaltar. El epígrafe que acompaña a cada figura identificada con letra minúscula, contiene una descripción sintética de las mismas, por lo tanto, en algunos casos, se evitará dentro del manuscrito la reseña de dicha letra, para no entorpecer la lectura del manuscrito.

7.1.1 Punta San Andrés

La geología del perfil de Punta San Andrés, fue descrita inicialmente por Teruggi et al. (1974). En dicho trabajo, los autores encuadran el registro sedimentario dentro del esquema estratigráfico propuesto por Kraglievich (1952) para la misma zona, indicando de base a techo, la existencia de las formaciones Vorohué, San Andrés, Miramar y Arroyo Seco. Sin embargo, proponen un nuevo enfoque para su estudio estratigráfico, basado en el uso de discontinuidades erosivas y paleosuperficies asociadas a paleosuelos y costras calcáreas. Posteriormente, inspirado en dicha sugerencia, Zárate (1989) presenta un esquema aloestratigráfico para la sección de Chapadmalal, que es tomado más tarde, por Beilinson (2009, 2011) y Beilinson et al. (2013), en el estudio de la sección de Baliza San Andrés. En estos trabajos, a partir del análisis arquitectural de los depósitos allí aflorantes, indican que la sucesión sedimentaria denominada Punta San Andrés, está conformada por las aloformaciones Punta San Andrés y Arroyo Lobería.

El perfil estudiado, tiene una potencia de 15,5 m en el sector muestreado. Está integrado por una sucesión de sedimentos continentales, donde alternan facies depositacionales aluviales, de relleno de canal y en menor medida eólicas, con facies postdepositacionales representadas por paleosuelos y calcretas. Entre las facies aluviales y fluviales predominan las texturas areno limosas, limo arenosas, limosas y conglomerádicas y entre las eólicas, prevalecen las texturas limosas. En los niveles más pedogenizados se incrementa la fracción arcilla.

A lo largo de esta sucesión, se diferenciaron varios ciclos de sedimentación/pedogénesis, cuyos límites fueron establecidos teniendo en cuenta las discontinuidades observadas en el campo. Se reconocieron horizontes B de paleosuelos, aunque en general se encuentran truncados por procesos erosivos. Los horizontes Bt, son de coloración marrón oscura, tienen perfil en media caña, presentan estructura pedogenética en agregados prismáticos, bloques angulares o subangulares; en algunos casos, rodeando estos agregados se observan cutanes de iluviación de arcilla y también pátinas de óxidos de Mn y Fe en cantidades significativas (Btg). Es común observar rasgos de bioturbación, como trazas de raíces, pedotúbulos de carbonato de calcio, trazas de vermes (tubos lisos, meniscados y cámaras) y paleocuevas de vertebrados; los rasgos de hidromorfismo como pátinas, venillas, moteados y concreciones de óxidos y/u oxihidróxidos de Mn-Fe o bien sólo de Fe, de colores negros y anaranjados respectivamente, también son frecuentes a lo largo de toda la secuencia, sin embargo son más relevantes donde yacen las calcretas. Estas últimas constituyen un rasgo sobresaliente en el perfil Punta San Andrés y generalmente se observan coronando las unidades litológicas. Los autores mencionados vinculan su presencia con pausas en la sedimentación durante períodos de extrema aridez en la región. Se han determinado diez (10) horizontes calcáreos (T1 a T10) que presentan características muy conspicuas, principalmente relacionadas con su dureza y morfología (laminar, brechosa, masiva, en candelabro, pulverulenta y mamelonar); constituyen capas blanquecinas que en general no exceden el metro de espesor, son relativamente horizontales y continuas, por lo que resultan de utilidad como horizontes guía.

A continuación se describe la sucesión sedimentaria, teniendo en cuenta las discontinuidades geológicas reconocidas. En la Fig.7.1.1, se indica el perfil geológico y la estratigrafía, y en las Figs.7.1.2/1 y 7.1.2/2 el mosaico de fotografías correspondientes. Las fotos a) y b) corresponden a la vista completa de las secciones estudiadas; la primera paralela a la línea de costa y la segunda perpendicular.

La unidad *psa-A* aflora al pie del acantilado, aunque no en su totalidad, ya que su base no se observa. El espesor expuesto varía según la estación del año, dependiendo del volumen de arena de playa actual, acumulado por el mar, al pie del acantilado. Durante la campaña realizada a fines de otoño, la acumulación de esta arena ha sido menor que la registrada en el verano. En los meses más fríos del año (julio-agosto), las tormentas que generan un intenso oleaje, provocan la erosión de la playa y el acantilado. Por tal motivo, el espesor expuesto de esta unidad litológica, fue de 2,5 m en otoño y 1 m en verano. La unidad *psa-A*, está conformada por un depósito limo-arenoso compacto, de color castaño rojizo oscuro, sin estratificación visible, por lo que su apariencia es masiva. Predominan las trazas fósiles de raicillas, invertebrados y roedores; estas

últimas conforman crotovinas rellenas por una arenisca grisácea de grano fino, como las indicadas en la Fig.7.1.2c. También se observan venillas calcáreas, que se incrementan hacia el tope de la unidad conformando un nivel de calcreta laminar (T1) de 0,40 m de espesor, aunque en algunos sectores se encuentra disectado por paleocanales de la unidad siguiente.

Los depósitos correspondientes a la unidad *psa-B*, están constituidos por facies de canal y planicie de inundación. Se diferencian de la unidad anterior por su textura algo más gruesa (areno limosa) y su coloración castaño rojiza algo más clara. Ambas facies, presentan en el tope rasgos de pedogénesis y un nivel de tosca laminar (T2) de unos 0,40 m de espesor promedio, por encima del cual yace el remanente de un horizonte Bt; aunque cabe señalar, que su registro es discontinuo a lo largo del acantilado. Donde este no se observa, es porque ha sido totalmente erosionado por los paleocauces correspondientes a la unidad *psa-C*. Otro aspecto a considerar es la presencia de crotovinas de sección ovalada entre el nivel de tosca T2 y el paleosuelo PS.2; estas paleocuevas tienen sus bordes bien definidos, en general son de tamaño inferior a 1m de diámetro y se encuentran rellenas por sedimento fino con estructura laminar (Fig.7.1.2-e).

La unidad *psa-C*; está conformada por unidades litológicas de origen fluvial y aluvial, sobre las que se han desarrollado perfiles de suelo y calcretas. En los sectores canalizados, la base de la unidad *psa-C* es ondulada, por lo que se observa en discordancia sobre el paleosuelo PS.2 y sobre la calcreta T2; se trata de facies de diamictos conglomerádicos con matriz arenosa. En los sectores no canalizados, el contacto es concordante, claro y plano; se reconoce un horizonte BC conformado por un resalto de limolitas aluviales y un horizonte Btg de paleosuelo con rizoconcreciones de carbonato de calcio saltuarias y fuerte bioturbación de vermes, evidenciada por la presencia de tubos lisos y meniscados. Por encima de ambas facies (de canal o de planicie de inundación), se desarrolla un nivel de tosca (T3), de morfología laminar en la base y mamelonar en el tope, que resalta en el perfil, por su color blanco intenso y su gran dureza. Este nivel carbonático (T3), se halla con frecuencia intercalado entre dos horizontes Btg (PS.3 y PS.4) que presentan perfil en media caña, lo cual hace resaltar más aún su presencia en el sector medio del acantilado. El horizonte iluvial PS.4, que yace por encima de T3, presenta rasgos de hidromorfismo y constituye una paleosuperficie de considerable extensión lateral, que resulta de utilidad como horizonte guía, no sólo a nivel local sino también regional.

La unidad *psa-D* constituye un perfil pedogenético en el cual es posible reconocer un horizonte BC que constituye un resalto y una sucesión de horizontes Btg superpuestos o soldados ("pedocomplex" PS.5 y PS.6), entre los cuales se intercalan niveles de tosca mamelonar (T4) y en candelabro (T5 y T6), que por su aspecto característico, son de fácil reconocimiento en el campo. Si bien estas calcretas enmascaran considerablemente los atributos de estos horizontes, es

posible observar su estructura pedogenética en bloques angulares pequeños y rasgos hidromórficos, como ser dendritas y pátinas de Fe-Mn. Esta unidad, remata en el tope con un banco de tosca masiva (T7) de 0,50 m de espesor y un horizonte Bt de paleosuelo (PS.7). Cabe destacar, que si bien la calcreta se encuentra bien expresada en este perfil, su color blanco no es tan intenso como el de la tosca T3. En algunos tramos de la sección estudiada, la unidad *psa-D*, se encuentra totalmente cortada por paleocanales que suelen tener entre 4 y 6 m de ancho, otros constituyen una sucesión de paleocanales superpuestos. El relleno de estos paleocanales es en general diamictico, aunque también se observan estructuras laminares.

Por encima de T7 o de P7, cambia la coloración general de los depósitos, de castaño rojizo a castaño claro. Esta variación del color es concomitante con el incremento de granulometrías más finas, tipo limolitas, que alternan con venillas horizontales de carbonato de calcio color blanquecino. En los tramos no canalizados, la unidad *psa-E* está conformada por un litosoma de geometría tabular, textura limo-arenosa y fuerte bioturbación de vermes y raíces; este resalto tiene un espesor de 0,60 m, su base es irregular y su techo es relativamente plano, por lo que podría interpretarse como un depósito de planicie de inundación sobre el cual se evidencia un horizonte Bw (PS.8). En ciertos tramos se registran facies paleolagunares gris verdosas de geometría lenticular. Por encima de esta unidad, la mayor parte de los depósitos presentan estructuras fluviales muy marcadas, con niveles calcáreos de morfología laminar y horizontes Bw y Btg de paleosuelos.

La unidad *psa-F*, consiste en un paquete de limolitas con estructura bandeada y laminación interna muy marcada, que contiene intraclastos de arcilla y venillas carbonáticas entre los planos de estratificación; el techo de este paquete sedimentario está conformado por un nivel de tosca laminar de geometría irregular y ondulada (T8) por encima del cual yace una nueva camada de depósitos fluviales denominados *psa-G*, con características similares a la unidad anterior. En ciertos sectores, se alcanza a observar el remanente de un horizonte Bt de paleosuelo en el tope de dicha unidad (PS.10), ya que en general es disectado por paleocanales. La unidad *psa-H*, conforma el relleno de estos paleocanales en algunos sectores y en otros constituye depósitos arenosos no encauzados. En los primeros se reconocen estructuras fluviales, tales como, estratificación en artesa; contienen pequeños restos de material óseo fracturado, rasgos de bioturbación e intenso hidromorfismo, infiltraciones verticales de carbonato de calcio en el tope. Ambas facies, rematan con un nivel de tosca laminar muy dura (T9), sobre el cual yace un depósito de loess (*psa-I*) intensamente pedogenizado. Se trata de una sucesión de horizontes Btg soldados (PS.11), de 0,90 m de espesor, con estructura en bloques subangulares y abundantes rasgos de hidromorfismo que se intensifican en la cúspide de este paquete sedimentario, en

relación a la presencia de una tosca laminar de considerable espesor (T10). Finalmente, por encima de ésta última, se hallan los médanos holocenos tapizados por vegetación actual (psa-J), que conforman el tope del acantilado de Punta San Andrés.

Desde el punto de vista alostratigráfico, excepto las unidades *psa-I* y *psa-J*, que se asignan a la Aloformación Arroyo Lobería, el resto de la sucesión está conformada por sedimentos correspondientes a la Aloformación Punta San Andrés en el sentido de Zárate (1989).

Resultados parciales del análisis de estos datos fueron publicados por Bidegain y Rico (2012).

7.1.2 San Eduardo del Mar

Los acantilados de San Eduardo del Mar tienen una altura entre 8 y 13 m en la sección muestreada. A lo largo de la sucesión expuesta, se reconocieron depósitos con distinto grado de pedogénesis, que fueron diferenciados en unidades litológicas. En la Fig.7.1.3 se indica la columna estratigráfica correspondiente y en la Fig.7.1.4/1-3, los mosaicos fotográficos de dicho perfil. Las fotografías a) y b) representan distintos tramos del frente del acantilado.

La unidad basal se extiende hacia el mar, aunque no llega a conformar una plataforma de abrasión. Estos acantilados están constituidos por depósitos continentales, con predominio de facies palustres en la base, y aluviales y fluviales en la sección media y superior. Se constata la presencia de calcretas con variadas morfologías principalmente en la sección basal y horizontes de paleosuelos con fuerte grado de bioturbación. El gran número de crotovinas de tamaño pequeño y mediano es una característica distintiva de este perfil; el relleno de las mismas varía notablemente entre las de la base y el sector medio de la sucesión. Entre las primeras, se reconocen rellenos arcillosos con rasgos de pedogénesis e intenso hidromorfismo y rellenos calcáreos de gran dureza, morfología nodular y arriñonada. Entre las segundas, los rellenos son limo arenosos con estructura primaria laminar y otros son carbonáticos con estructura bandeada milimétrica. Las crotovinas asociadas a la unidad más antigua de este acantilado contienen en su interior, restos fósiles de edad chapadmalense (Plioceno Tardío) que se vinculan con la actividad de pequeños roedores, parecidos a la nutria actual, correspondientes a *Actenomys sp.* La sección transversal de estas paleocuevas es de geometría circular, de 0,30m de diámetro promedio; estas se proyectan en profundidad superando el metro de longitud, algunas lo hacen verticalmente y otras en dirección oblicua como se indica en las fotografías. Otro aspecto a resaltar es la abundancia de trazas fósiles vinculadas a la actividad de lombrices y la frecuente presencia de tierras cocidas y escoria.

Los depósitos que conforman la base de estos acantilados (unidades *sem-A* y *sem-B*), corresponden a la Formación Chapadmalal (Isla et al., 2015) en el sentido de Kraglievich (1952), y

a la aloformación Playa de Los Lobos, en el sentido de Zárate (1989). En el tramo estudiado, la base de la unidad *sem-A* no se observa; tiene entre 2 y 3,5m de espesor, es un depósito arcilloso de apariencia grumosa, coloración castaño rojiza, estructurado en prismas pequeños a lo largo de toda su extensión, sin estratificación. Se encuentra atravesado por innumerables paleocuevas con restos de *Actenomys sp*; también se observan cámaras de estibación de lombrices de unos 5 cm de diámetro, rellenas por láminas arcillosas de disposición concéntrica. Los planos de fricción tipo slickensides también son un rasgo llamativo en esta unidad, al igual que las calcretas nodulares de morfología arriñonada y otras menos frecuentes que se disponen como si fueran un cúmulo de rosetas. Diseminados entre la masa arcillosa se observan pequeños nódulos concéntricos de Fe-Mn y tierras cocidas, algunas de éstas últimas de tamaño considerable (~ 1 cm de diámetro). Un nivel de calcretas nodulares (T1) de unos 0,30 m de espesor se proyecta con cierta continuidad lateral entre el tope de la unidad *sem-A* y la base o sector medio de la unidad *sem-B* suprayacente. El color blanco intenso de estas calcretas es único a lo largo de esta sección, por lo que su seguimiento lateral resulta sencillo.

Por encima de esta unidad, yace en clara concordancia, un horizonte Bt de paleosuelo con estructura prismática muy marcada (*sem-B*) y rasgos de bioturbación. Se encuentra muy bien desarrollado, tiene unos 0,50 m de espesor y se observa como una hendidura sobre el frente del acantilado (perfil en media caña). Los cutanes de iluviación de arcilla, se encuentran muy bien preservados con su característico brillo, al igual que los slickensides.

La unidad *sem-C*, es un cuerpo de geometría tabular con base y techo plano, que tiene 1,50 m de espesor promedio. Se encuentra profundamente bioturbado, por lo que es imposible diferenciar algún tipo de estructura primaria; se reconocen principalmente tubos meniscados y crotovinas de geometría y tamaño similar a las anteriores. Otra particularidad a resaltar, es la presencia en ciertos tramos, de restos de escoria de aspecto vítreo y vesicular, dispersos erráticamente dentro del material. El tercio superior de esta unidad está afectado por una red carbonática conformada por una combinación de rizoconcreciones, venas verticales y horizontales que evolucionan hacia una calcreta masiva que constituye una especie de planchuela ondulada de gran dureza denominada T2.

Cabe señalar, que el afloramiento del paquete sedimentario conformado por las unidades *sem-A*, *sem-B* y *sem-C*, es discontinuo a lo largo del acantilado, pudiendo variar su espesor entre 4 y 1 m. Si bien no se ha realizado una recorrida extensa del mismo, hacia el oeste de la sección estudiada, parecería disminuir el espesor de estas unidades, debido a la inclinación de las mismas en tal sentido.

Por encima de T2, cambia la textura y estructura general de los depósitos. Son de granulometría algo más gruesa (areno-limosas a limo-arenosas) y se reconocen estructuras sedimentarias tales como laminación paralela y estratificación entrecruzada. Las unidades *sem-D* y *sem-E* están constituidas por una sucesión de depósitos fluviales que se encuentran atravesados por innumerables crotovinas de tamaños y geometrías variables. Crotovinas como las que abundan en las unidades inferiores coexisten con otras de mayor tamaño. Estas últimas, aquí más abundantes que las primeras, son de geometría ovalada o circular, tienen entre 0,50 y 0,80 m de diámetro y se encuentran rellenas por depósitos clásticos y carbonáticos de estructura laminar o bandeada milimétrica. El contacto entre las unidades *sem-D* y *sem-E*, es discordante e irregular; sus diferencias radican principalmente en su color y estructuras. Los depósitos de la unidad *sem-D* son de coloración rojiza y las estructuras evidencian una red de canales superpuestos con base cóncava, alternando con planicies aluviales fuertemente bioturbadas. Los depósitos de la unidad *sem-E*, son de textura algo más gruesa que los anteriores, de color amarillento, presentan estructuras características de los sistemas de barras entrelazadas y contienen impactitas. En el tope se registra un nivel calcáreo de escaso espesor (T3) y discontinuo a lo largo del acantilado. Teniendo en cuenta el contenido fósil y las características de los depósitos, las unidades *sem-D* y *sem-E*, corresponderían respectivamente, al Piso-Edad Marplatense (vorohuense y/o sanandresense?) y a la aloformación Punta San Andrés (alomiembro inferior).

La unidad *sem-F*, se apoya en discordancia sobre la unidad anterior; está constituida por depósitos fluviales fuertemente pedogenizados. Si bien en ciertos tramos se conserva en parte la estructura sedimentaria original del depósito, en otros sectores los procesos de pedogénesis han dado lugar a la formación de una sucesión de horizontes Btg superpuestos, de espesor variable entre 1 y 1,8 m. Presenta estructura en bloques angulares y contiene abundantes pátinas y dendritas de óxidos de Fe-Mn, que se incrementan hacia el tope de la unidad, donde se desarrolla una calcreta laminar (T4).

El registro geológico de este acantilado, culmina con la unidad *sem-G*; un depósito color grisáceo, de textura franca, con estratificación oblicua, afectado en su techo por una tosca laminar dura (T5). Esta unidad yace en discordancia erosiva sobre el paleosuelo. Ambas unidades, podrían asignarse tentativamente al alomiembro superior de aloformación Punta San Andrés (Piso-edad lujanense), sin embargo, no se descarta que pueda ser más antigua.

7.1.3 Fogones de la Costa

El perfil "Fogones de La Costa", se halla ubicado al SW de la ciudad de Miramar y tiene un espesor de 6,6 m en el lugar de muestreo. Se trata de una sucesión sedimentaria de origen continental,

que en ciertos tramos se encuentra profundamente afectada por niveles calcáreos. A pesar del limitado espesor de la sección geológica, ha sido posible reconocer 7 pulsos de sedimentación, separados por discontinuidades, denominados de base a techo *fc-A*, *fc-B*... hasta *fc-G* (Fig.7.1.5). El espesor de cada ciclo varía entre 0,80 y 1,30 m. Se reconocen depósitos de geometría tabular (planicies de inundación), lenticular (paleolagunas) y otros de base erosiva cóncava y techo plano (paleocanales).

En las Figs.7.1.6/1-2 se indican fotografías representativas de dicho perfil. Se reconocen depósitos de origen fluvial, aluvial, lacustre y eólicos. Entre los primeros predominan los sedimentos loessoides (en el sentido de Frenguelli, 1950), aunque también se constatan depósitos conglomerádicos (diamictos); los eólicos están representados por depósitos de loess primario. Las facies post-depositacionales, están conformadas por paleosuelos y calcretas.

La unidad *fc-A*, es un depósito de origen fluvial, que está compuesto facies conglomerádicas matriz sostén (diamictos); su base no se observa y el techo se encuentra afectado por calcretas laminares de gran dureza (T1). En ciertos tramos del acantilado, se constata por encima de esta última, un horizonte Btg de paleosuelo de unos 10 cm de espesor (PS.1). La matriz del diamicto es limo-arenosa, los clastos más grandes son angulosos y de color negro intenso, y otros más pequeños son de color naranja ladrillo que se asignan a tierras cocidas.

El ciclo *fc-B*, está conformado por depósitos de relleno de canal estratificados; en algunos casos, se evidencian rodados de tosca en su base. Entre los planos de estratificación se observan venas y nódulos calcáreos que se incrementan en cantidad hacia el tope, hasta constituir un nivel calcáreo masivo (T2) de unos 0,50 m de espesor. Este último llega a afectar la totalidad del cuerpo sedimentario, constituyendo *hardpans (capas endurecidas)*, por lo que en algunos tramos del perfil, las toscas T1 y T2 se encuentran en contacto. Por encima de T2, yace el remanente de un horizonte Btg (vertisol – PS.2), de características homólogas al anterior, con perfil en forma de media caña, estructura en bloques subangulares, cutanes de iluviación de arcillas, pátinas y dendritas de óxidos de Fe-Mn. A diferencia del anterior, PS.2 es más frecuente a lo largo del acantilado, y llega a conformar una paleosuperficie que se extiende a lo largo de la sección estudiada con cierta continuidad lateral. El contacto entre el paleosuelo PS.2 y el tope de la calcreta T2, es ondulado; esto se debería a la disolución química de la calcreta durante el proceso de formación del vertisol.

El ciclo *fc-C*, yace tanto en concordancia como en discordancia sobre el ciclo *fc-B*. La relación concordante se da con facies limolíticas de planicie de inundación que presentan rasgos de bioturbación (vegetal y de invertebrados), hidromorfismo y calcretización en el tope. El contacto discordante se da con lentes conglomerádicas matriz sostén, con predominio de clastos calcáreos

angulosos de distribución interna caótica (e); en este caso, la hendidura correspondiente al horizonte de paleosuelo PS.2 no se observa porque ha sido erosionado. El nivel de calcretas T3 que se desarrolla en el tope del ciclo *fc-C*, presenta una evolución semejante al de las anteriores; pasa de una morfología en enrejado y laminar, a nodular en el tope. Por encima de esta última, yace el remanente de un horizonte Btg (PS.3) que no supera los 10 cm de espesor; el contacto con la calcreta T3 es sumamente irregular debido a la disolución de la calcreta (a, h).

El ciclo *fc-D*, presenta características semejantes al ciclo anterior, aunque cabe señalar que en el sector estudiado, se destacan algunos reemplazos laterales, dados por la presencia de lentes gris verdosos, de textura arcillosa y estructura prismática muy marcada, correspondientes a paleolagunas (f-g). El ciclo es afectado en su sección media-superior, por depósitos calcáreos de morfología laminar y mamelonar (T4). El proceso de calcretización habría dado lugar a la pedogénesis del material original, generando el desarrollo de horizontes arcillosos. Si bien en general el carbonato impide la observación del material hospedante, en algunos casos se registra el remanente de un horizonte Bt (PS.4).

El ciclo *fc-E* se caracteriza por hallarse intensamente afectado por rizoconcreciones de carbonato de calcio arcilloso, tipo toscas en candelabro. El grado de calcretización del material hospedante es muy significativo, lo cual dificulta el reconocimiento de estructuras primarias. Se trata de un material limo arcilloso, intensamente pedogenizado, con estructura en bloques angulares y rasgos de intensa gleyzación hacia el tope. Grandes crotovinas, se desarrollan inmediatamente por debajo de la unidad *fc-E*; éstas atraviesan varios ciclos sedimentarios (h-i). El relleno de las mismas está conformado generalmente por un depósito de estructura diamictica con pequeños clastos de carbonato de calcio y arcilla, inmersos en una matriz limo-arenosa; con menor frecuencia, se observan rellenos laminares. La colmatación de estas crotovinas, posiblemente sea coetánea con el relleno de los canales que se desarrollan a la misma altura (j).

El ciclo *fc-F*, yace en discordancia erosiva sobre los depósitos gris-verdosos y/o calcretas de la unidad anterior. Se trata de depósitos loessoides, con estructura primaria laminar y escasa pedogénesis, que presentan en el tope, las mismas calcretas laminares que coronan a los diamictos de la unidad *fc-G*. Estos últimos, en ciertos tramos del acantilado, cortan no sólo a la unidad anterior sino también a la siguiente más antigua. Se trata de una sucesión de paleocanales amalgamados lateralmente, con base cóncava bien definida y techo plano; el relleno es generalmente caótico y contiene restos de material óseo fragmentado, tosquillas y clastos arcillosos. Estos paleocanales tienen un espesor variable entre 0,30 y 1,20 m y son más notorios en el tramo de acantilados ubicados al este del perfil muestreado, más cercanos a la ciudad de

Miramar; allí se observan continuos por cientos de metros, en discordancia sobre depósitos gris-verdosos, en general carentes de carbonato de calcio (k).

Desde un punto de vista aloestratigráfico, siguiendo el criterio de Zárate (1989), los ciclos diferenciados quedarían comprendidos dentro de las aloformaciones Punta San Andrés (con mayor representación del alomiembro medio) y Arroyo Lobería, como se indica en la Fig.7.1.5.

7.1.4 Centinela del Mar

La geología de los acantilados de Centinela del Mar, fue estudiada en detalle por Cenizo (2011). Las variaciones laterales que se registran al recorrerlos, justifican la descripción del perfil, teniendo en cuenta que los resultados paleomagnéticos y de magnetismo ambiental serán referidos a las unidades litológicas diferenciadas en esta investigación.

Cenizo define catorce litofacies (A-N) que agrupa en tres asociaciones de facies, correspondientes al intervalo Ensenadense-Lujanense (Pleistoceno Temprano-Holoceno). Indica la presencia de depósitos fluviales, aluviales, eólicos y marinos de ambiente perilitoral. Estos depósitos, son asignados por el autor a la Fm Pampeano ó Aloformación Punta San Andrés, a la Fm. Pascua o Aloformación Centinela del Mar y a la Fm. La Postrera o Aloformación Arroyo Lobería.

En estos acantilados prevalecen las facies franco-arenosas y franco-arcillosas de origen aluvial, representadas por cuerpos masivos, diamictos y bancos con estructuras entrecruzadas. Los diamictos pueden encontrarse encauzados o representados por horizontes lenticulares; estos últimos han sido atribuidos por Zárate (1989) a eventos regionales de flujos densos de barro y vinculados a condiciones climáticas áridas a semiáridas por Tonni y Fidalgo (1982).

Los depósitos loessoides limo-arcillosos se encuentran intercalados entre facies limo-arenosas aluvionales. Se trata de cuerpos lacustres y/o palustres, algunos de pequeñas dimensiones y otros de gran desarrollo lateral, propios de ambientes de llanuras de inundación, con desarrollo de paleosuelos. Las facies de arenas finas a gruesas, correspondientes a ambientes marinos litorales, se encuentran representadas por depósitos de mezcla, dunas perilitorales y cuerpos de agua perilitorales. Las facies de loess primario, que coronan el acantilado, conforman un depósito eólico mantiforme que evidencia el advenimiento de condiciones climáticas más secas y frías que las actuales (UGM, circa 20-19 ka AP).

Las unidades diferenciadas en el presente estudio, corresponden a una sección ubicada a unos 300 m al este del antiguo hotel. En la Fig.7.1.7 se indica la columna estratigráfica del perfil Centinela del Mar y en la Fig.7.1.8, se indican fotografías representativas del frente de estos acantilados.

La unidad *cdm-A*, está conformada por un nivel de tosca laminar de 15 cm de espesor, sobre la cual se registra el remanente de un horizonte Btg de paleosuelo color verdoso y aspecto homogéneo (PS.1). Este nivel aflora en la base del acantilado y conforma el tope de la actual plataforma de abrasión, por lo que su registro es de escasa potencia (0,25m).

La unidad *cdm-B*, yace por encima de la unidad anterior; se observa a modo de rasalto en la base del acantilado, es un depósito limo arenoso (textura franca), compacto, de aspecto masivo, color castaño rojizo y geometría tabular; presenta marcas de raicillas que le otorgan porosidad, algunas se encuentran rellenas por óxidos de Fe-Mn; no se observan rasgos de iluviación de arcillas. La tosca que corona esta unidad (T2), no supera los 20 cm de espesor y es una calcreta laminar que contiene abundantes dendritas de Fe-Mn.

La unidad *cdm-C*, está compuesta por una sucesión de cuerpos tabulares, de textura franca, con marcada laminación horizontal y evidencia de pedogénesis y calcretización. Son abundantes los rasgos hidromórficos a lo largo de toda la unidad, particularmente las pátinas, moteados y concreciones de Fe-Mn. Estos últimos, se incrementan en relación a la presencia de depósitos calcáreos. Estos últimos, alternan con paleosuelos bioturbados (PS.2, PS.3), otorgando a la unidad, un aspecto escalonado, hasta constituir en el tope, un nivel carbonático de unos 50 cm de espesor. En ambos paleosuelos se reconocen trazas fósiles de invertebrados (tubos lisos) y rizoconcreciones calcáreas, y en PS.2 crotovinas de geometría ovalada, de tamaños cercanos a 1m de diámetro mayor.

La unidad *cdm-D*, es un nivel limo arcilloso carbonático, de coloración verdosa con tintes anaranjados, de base irregular y techo plano. Se trata de un horizonte Btkg (PS.4), de unos 0,30m de espesor, estructurado en bloques angulares, que presenta abundantes nódulos calcáreos y rasgos de bioturbación de vermes.

La unidad *cdm-E*, se apoya en contacto neto sobre la unidad anterior. Es un depósito limoso, de color castaño rojizo, con trazas de vermes y concreciones calcáreas; su espesor es variable a lo largo de la sección, ya que generalmente se encuentra cortado por lentes paleolagunares, identificadas como unidad *cdm-F*. Estos constituyen cuerpos de geometría lenticular, de aproximadamente 1m de espesor; son de coloración verdosa, tienen aspecto homogéneo, textura arcillosa, no se reconocen estructuras de origen primario (masivo) y contienen concreciones de carbonato de calcio y nódulos de Fe color anaranjados, que evidencian una intensa pedogénesis (PS.5). Remata este nivel, una delgada capa calcárea (T5).

En la sección media del acantilado, se observa con cierta continuidad, un nivel tabular de color gris oscuro, de 0,30 m de espesor, identificado como *cdm-G*. Dicho color, es otorgado por una pátina superficial que se habría producido por efecto del intemperismo actual, ya que al

removerla, el color del depósito cambia a verdoso. Se trata de un nivel arenoso, friable, carente de estructuras, cemento y rasgos pedogenéticos.

La unidad *cdm-H*, yace en concordancia sobre la unidad anterior. Es un horizonte Btkg de paleosuelo (PS.6), diferenciable de las otras unidades por su marcada estructura prismática y presencia de toscas en candelabro y mamelonares. Su registro es sumamente discontinuo, ya que se encuentra erosionado por paleocanales. Estos se encuentran muy bien representados en el perfil estudiado; constituyen una sucesión de paleocanales con base cóncava y techo plano, rellenos por conglomerados matriz sostén, con abundantes granos de arena gruesa diseminada, rizocretes carbonáticos y clastos calcáreos dispuestos erráticamente (unidad *cdm-I*).

La unidad *cdm-J* está conformada por 2 niveles de paleosuelos castaño rojizos (PS.7 y PS.8), de textura franca (limosa a limo-arcillosa), poco compactos, sin cemento, con escasas rizoconcreciones carbonáticas y abundantes marcas de raicillas tapizadas por óxidos de Mn. Contrastan con los depósitos infrayacentes por su color rojizo, su aspecto masivo y ausencia de estructuras primarias. En ciertos tramos se reconocen crotovinas de sección redondeada de unos 0,50 m de diámetro.

En el tope del acantilado se constatan depósitos arenosos con estratificación de mesoescala, correspondientes a campos de médanos transversales, que identificamos como unidad *cdm-K*. Isla et al. (2010) interpretan que estos médanos conformaron una barrera perilitoral cuando el nivel del mar alcanzó su máxima cota durante el interglacial Sangamon, datado en 120.000 años AP (Pleistoceno Tardío).

La sección continúa con depósitos de loess y dunas actuales que en general no se observan sobre el frente del acantilado, sino continente adentro.

El paquete sedimentario comprendido desde la unidad *cdm-A* hasta la unidad *cdm-I* inclusive, corresponde a la Aloformación Punta San Andrés. Por encima de los diamictos, las unidades corresponden a las aloformaciones Centinela del Mar y Arroyo Lobería.

7.1.5 Bahía de Los Vientos

El perfil “Bahía de Los Vientos” fue descrito en la zona costera de la localidad homónima. Se trata de una costa irregular, con acantilados activos de altura variable entre 4 y 8 m. En algunos tramos, la base del acantilado se encuentra profundamente erosionada, con lo cual la pared del mismo adquiere una inclinación superior a 90°. Esto produce la caída de bloques que generan el retroceso de la línea de costa, constituyendo además, una zona de peligro para su población y los turistas. La plataforma de abrasión evidencia rasgos de profunda erosión marina, como las indicadas anteriormente en la Fig.2.4. Las acanaladuras que se observan en la superficie de esta

última en bajamar, son producto de la acción erosiva que ejerce el mar durante su avance y retroceso, por efecto de las mareas. En la costa patagónica, estos rasgos son tan marcados que llegan a observarse desde imágenes satelitales.

Las unidades litológicas diferenciadas en los acantilados de Bahía de Los Vientos, se indican en el perfil geológico de la Fig.7.1.9; fotografías del mismo, pueden observarse en las Figs.7.1.10/1-3.

La unidad *bv-A*, es de color castaño claro, areno-limosa (franca), muy compacta y homogénea; presenta estratificación oblicua difusa y no evidencia cementación de ningún tipo. Se observan marcas de raicillas, venillas horizontales y sub-horizontales rellenas por un material arcilloso de coloración rosada; la base de esta unidad no se observa y el contacto con la unidad siguiente es concordante.

La unidad *bv-B*, es arenosa y a diferencia de la anterior presenta estratificación oblicua muy marcada; también presenta granos de arena gruesa dispersos y conformando delgadas capas lenticulares.

La unidad *bv-C*, es un depósito limo-arcilloso a arcilloso, blando, con estructura laminar, intensamente brechado, con grandes nódulos y venas calcáreas (T1) que conforman un paleosuelo calcáreo (PS.1). El fuerte brechamiento genera una estructura en enrejado, conformada por venas verticales y horizontales de composición arcillosa color rosada. Los nódulos de color blanco son de tosca dura, tienen geometría irregular y generalmente superan los 0,20 m de diámetro mayor. El tope de esta unidad se encuentra coronado por un nivel arenoso delgado (0,20 m), masivo, con granos de arena gruesa diseminada, por encima del cual yace una de tosca dura de 0,10 m de espesor, cuyo registro es discontinuo.

La unidad *bv-D*, constituye un nuevo ciclo de sedimentación, representado por depósitos arenosos de geometría tabular, color grisáceos, masivos, con intercalaciones saltuarias de venas horizontales y nódulos de carbonato de calcio. Esta unidad constituye la base del acantilado en otros tramos. Su espesor varía notablemente a lo largo del acantilado y se encuentra en contacto erosivo con los depósitos de la unidad siguiente, por tal motivo su techo es de geometría irregular. La presencia de paleolagunas en la sección media de la unidad es una característica relevante; estas constituyen depósitos arcillosos de geometría lenticular, con rasgos de hidromorfismo intenso. Presentan un fuerte grado de estructuración, desarrollo de colores gley, slickensides y grietas de desecación, que indican la alternancia de períodos de anegamiento y sequía. También se constatan concentraciones de óxidos de hierro de color negro y castaño rojizo, más abundantes por debajo de la paleolaguna.

La unidad *bv-E*, está conformada por depósitos franco-arenosos, correspondientes al relleno de canales amalgamados de base cóncava. Entre estos se intercalan nódulos, láminas y venas

calcáreas que se incrementan hacia el tope hasta constituir un nivel calcáreo laminar (T2). Se reconocen estructuras primarias de origen fluvial, tales como, laminación gruesa horizontal, estratificación en artesa muy marcada y lentes conglomerádicas (diamictos matriz sostén) con rodados de tosca en la base. No se observan rasgos de bioturbación a lo largo de esta unidad, sin embargo el material hospedante de la calcreta en el tope de esta unidad, presenta rasgos de pedogénesis (PS.2).

La unidad *bv-F*, se apoya en discordancia sobre T2. Es un depósito aluvial, de textura franca (areno-limoso), color castaño grisáceo, con intercalaciones lenticulares de grano más fino. Contiene pátinas y concreciones de Fe-Mn y calcretas que evolucionan desde venas y láminas, hasta una calcreta nodular (T3), con rasgos de disolución en el techo, que dejan expuesto un horizonte de paleosuelo arcilloso (PS.3). Este depósito corresponde a un ambiente de planicie de inundación que habría estado expuesto a condiciones alternantes de extremas humedad y sequía. Por encima del paquete sedimentario mencionado, los depósitos se encuentran menos compactados, son de textura más fina y color rojizo, evidencian mayor grado de pedogénesis, calcretización e hidromorfismo.

La unidad *bv-G*, es un depósito de planicie de inundación, de geometría tabular, de textura franco-arenosa y estructura moteada. Se considera un paleosuelo (PS.4), debido a la presencia de abundantes rasgos redoximórficos y bioturbación producida por invertebrados. También se observan abundantes lentes de arcilla laminar, intercalados en la matriz del depósito. Un nivel de tosca muy duro con estructura tipo panal de abejas (T4) se desarrolla en el tope de esta unidad.

La unidad *bv-H*, es de textura franco-arcillosa, color rojiza, se encuentra afectada profundamente por la acción de vermes que le confieren al depósito un entramado peculiar, producto del entrecruzamiento de sus trazas fósiles; estas últimas están conformadas por tubos lisos rellenos por material calcáreo de color más claro que el depósito hospedante. También se constatan grandes nódulos de carbonato de calcio y la presencia de óxidos de Mn en forma de pátinas y nódulos de diversos tamaños. Coronan esta unidad, un nivel calcáreo (T5), que en algunos tramos cementa fuertemente a estos depósitos y en otros constituye acumulaciones saltuarias nodulares, de geometría irregular.

En ciertos tramos del acantilado, el perfil culmina con esta unidad, sin embargo, unos metros al norte del sitio donde se comenzó el muestreo, el registro geológico continúa en un corte perpendicular a la línea de costa (m).

En concordancia sobre la unidad anterior, yace la unidad *bv-I*. Se distingue como una hendidura de aspecto masivo, con base y techo de geometría irregular, con intercalaciones de venillas calcáreas sub-horizontales, abundantes motas, dendritas y concreciones de Mn y trazas de

vermes. Esta unidad también remata con depósitos calcáreos laminares (T6), aunque con evidencias de fuerte brechamiento. Si bien por encima de esta unidad es posible reconocer distintas facies, el intenso grado de calcretización que se observa hasta el tope del perfil, dificulta el establecimiento de sus límites. Las características del material hospedante, observables sólo en algunos tramos del perfil, permitieron diferenciar tres unidades litológicas denominadas *bv-J*, *bv-K* y *bv-L*, sobre las cuales se desarrollan las calcretas T7 y T8.

La unidad *bv-J* es un material areno-arcilloso, de color marrón rojizo oscuro, blando, atravesado por rizoconcreciones calcáreas que constituyen un nivel de toscas en candelabro (T7) que se fusionan en parte con las calcretas de la unidad anterior y posterior.

Las unidades *bv-K* y *bv-L* son facies de diamictos. La matriz del primero es más arcillosa que la del segundo y este último contiene restos de conchilla fracturada y clastos de material arcilloso. Esta última unidad constituye la finalización del registro sedimentario en los acantilados de Bahía de Los Vientos sobre la cual se desarrolla un nivel de calcretas laminares de gran dureza (T8). En algunos tramos, estos diamictos llegan a cortar hasta la tosca T4.

Considerando las discordancias y superficies carbonáticas, las unidades descritas en el perfil Bahía de Los Vientos, pueden agruparse en 9 ciclos sedimentarios. Los paleosuelos zonales sólo evidencian desarrollo de color (horizontes Bw), no se han reconocido estructuras pedogenéticas como por ejemplo en bloques o prismática, como en los perfiles de Miramar y el sur de Chapadmalal. Estas se observan en depósitos correspondientes a cuerpos lagunares, a partir de los cuales se desarrollaron suelos azonales. Otro aspecto a resaltar, es la variación textural registrada a lo largo del acantilado y la morfología de las calcretas. Mientras que en los depósitos más antiguos, se constata un predominio de facies arenosas y calcretas laminares, en el tercio superior, se denota un incremento de la fracción arcilla y un predominio de calcretas nodulares, mamelonares, en candelabro y brechosas.

Desde un punto de vista estratigráfico, los sedimentos del perfil Bahía de los Vientos, podrían correlacionarse con la aloformación Punta San Andrés y Arroyo Lobería, en el sentido de Zárate (1989). Los registros paleomagnéticos que se indican en el capítulo 9, refuerzan dicha interpretación.

7.1.6 Punta Negra

El perfil Punta Negra, se halla en el sector de acantilados marinos ubicados a unos 10 km al oeste de la ciudad de Necochea. En este tramo, alternan acantilados activos y fajas medanosas. En los primeros 7,5 km, estas últimas se encuentran en gran parte cubiertas por bosques de pinos y

algunas edificaciones, luego, en las cercanías de Punta Negra, se observan alternando médanos fijos cubiertos principalmente por gramíneas y médanos libres carentes de vegetación.

Las facies depositacionales que conforman el acantilado son principalmente franco-arenosas (tipo loessoide arenoso), pero también se registran niveles de textura más fina (por ej.: franco-arcillosa) y más gruesa (conglomerados). La presencia de estructuras sedimentarias indica retransporte áeico del material loésico, el cual se encuentra conformando amplias planicies de inundación y el relleno de canales fluviales. Se constatan niveles calcáreos con diversas morfologías: laminares, nodulares, tipo panal de abejas y pulverulentas. Estos afectan a gran parte de los depósitos sedimentarios y en algunos casos, constituyen superficies planas, relativamente horizontales y continuas por cientos de metros, que conforman paleosuperficies. En otras secciones del acantilado, los procesos de incisión fluvial afectan la continuidad lateral de las unidades infrayacentes. Los depósitos de origen eólico primario son poco frecuentes y se encuentran restringidos al sector superior del perfil y en relación a las dunas holocenas. El registro de horizontes Bt de paleosuelos es limitado; sólo en ciertos sectores se observan remanentes que no superan los 25 cm de espesor, sobreyaciendo a niveles de tosca nodular con rasgos de disolución. En la base del acantilado, se observa un predominio de facies canalizadas poco profundas con estratificación entrecruzada en artesa, en el sector medio, de facies de planicie de inundación y en el sector superior, de barras laterales amalgamadas y diamictos.

Las unidades litológicas diferenciadas en Punta Negra se indican en la columna estratigráfica (Fig.7.1.11) y en el mosaico de fotografías (Fig.7.1.12). La reconstrucción de la sucesión sedimentaria, se realizó a partir de la interpretación de una sección de 200 m de extensión, donde las variaciones litofaciales y la presencia de discordancias erosivas complejizan la interpretación geológica. En este contexto, los niveles calcáreos resultaron de utilidad para el ordenamiento y seguimiento lateral de las distintas unidades diferenciadas. En (a) se indica la sección donde fueron muestreados los niveles más antiguos.

La unidad *pn-A*, es la más antigua descrita para este perfil; su base no se registra. Constituye un nivel de restinga que aflora en bajamar. Se trata de un depósito franco-arenoso, masivo, con rasgos de bioturbación de raíces. En su techo se constatan calcretas laminares de gran dureza (T1) y el remanente de un horizonte pedogenético arcilloso, de unos 10 cm de espesor (PS.1). Esta unidad se encuentra notablemente humedecida ya que es alcanzada por el mar en pleamar.

La unidad *pn-B*, está conformada por sedimentos de relleno de canal, con base cóncava y techo plano, con calcretas nodulares en el sector medio y laminares en el tope (T2); son de color rojizo, de textura franco-arenosa, tienen estratificación entrecruzada en artesa y en algunos sectores se observan depósitos arenosos con estructura laminar paralela muy marcada. La calcreta T2, se

proyecta lateralmente a lo largo de toda la sección estudiada y en ciertos tramos constituye un escalón relativamente horizontal en el frente del acantilado. Por encima de T2, a modo de hendidura, se observa el remanente de un horizonte arcilloso de paleosuelo (PS.2), que debido a la acción del oleaje actual, ha sido erosionado, provocando la caída de grandes bloques carbonáticos correspondientes a la tosca T3 suprayacente. Esta última, constituye un paquete calcáreo de 0,80 m de espesor promedio, que afecta gran parte de la unidad *pn-C*; se trata de una calcreta de color grisácea, muy dura, con marcada laminación horizontal, que evoluciona hacia el tope a una calcreta de geometría arriñonada y color blanco intenso, por encima de la cual se registra el remanente de un horizonte Btg de paleosuelo (PS.3), como se indica en la misma figura. Donde la calcreta no se observa, queda expuesto el depósito hospedante, de textura franco-arcillo-arenosa, que también presenta una marcada estructura laminar, que explicaría la morfología que adoptó el nivel calcáreo. El horizonte de paleosuelo, desarrollado en el tope de la unidad *pn-C*, tiene unos 0,25 m de espesor, se encuentra estructurado en prismas subangulares y contiene moteados de hierro-manganeso y rizoconcreciones de carbonato de calcio, que evidencian hidromorfismo y actividad radicular, respectivamente. Este horizonte, al igual que la calcreta T3, conforma una paleosuperficie.

Por encima de la unidad *pn-C*, se constatan variaciones laterales significativas. Esto hace que en pocos metros, la sección media del perfil cambie de un sector a otro. A continuación se prosigue con una descripción integrada del mismo.

La unidad *pn-D*, está conformada por una sucesión de depósitos de planicie de inundación; son de textura areno-arcillosa, presentan estructura laminar horizontal muy marcada, rasgos de bioturbación vegetal, revestimientos de arcillas ferruginosas de color anaranjado y rosado entre las láminas, abundantes pátinas y dendritas de óxidos de hierro-manganeso y tosquillas diseminadas. En algunos sectores del acantilado, dentro de esta unidad se diferencian 2 sub-unidades: *pn-D1* y *pn-D2*. Sobre el primero se constatan rizoconcreciones carbonáticas (T4) que evidencian la existencia de un paleosuelo (PS.4) y sobre el segundo se registra un nivel de calcáreo laminar (T5), de mayor continuidad lateral que el anterior.

La unidad *pn-E*, se apoya en concordancia sobre la unidad anterior; está conformada por un resalto franco-arenoso, de geometría tabular, de hasta 0,90 m de espesor, friable, masivo, muy homogéneo, sin evidencias de estratificación, con abundante proporción de arena gruesa diseminada y también conformando delgadas capas en la base del mismo.

La unidad *pn-F*, yace en discordancia erosiva sobre el paquete arenoso, evidenciando en algunos tramos deformación plástica. Es un depósito franco-arcilloso, de origen fluvial, con rasgos de bioturbación y fuerte calcretización, para el cual no es posible individualizar canales, pero sí la

existencia de pequeñas barras superpuestas entre las que se intercalan venas carbonáticas. La textura de este depósito se hace más fina hacia su techo y el carbonato de calcio se incrementa hasta conformar un paquete calcáreo de morfología brechosa (T6). En relación a este nivel calcáreo, se constatan grandes crotovinas con relleno diamíctico, que cortan a las unidades inferiores y en algunos casos llegan hasta la calcreta T3.

La unidad *pn-G*, está conformada por paleocanales con relleno caótico (diamicto), tipo conglomerado matriz sostén, con predominio de clastos calcáreos; en el tope se encuentra coronada por una calcreta laminar de gran dureza (T7). Estos depósitos no siempre se observan, por tal motivo, el acantilado culmina con las toscas que coronan a la unidad *pn-F*.

Un aspecto a resaltar, es que la mayoría de los niveles calcáreos diferenciados en este perfil, son laminares y de gran dureza, las otras morfologías están menos representadas.

Apoyándose en los resultados paleomagnéticos que se presentan a continuación, las unidades litológicas descritas en Punta Negra, se correlacionarían con los alomembros inferior y medio de la aloformación Punta San Andrés y con la aloformación Arroyo Lobería.

7.1.7 Balneario Los Ángeles

El perfil “Balneario Los Ángeles” está integrado por una sucesión de sedimentos continentales que se encuentran afectados por depósitos de carbonato de calcio, que en algunos sectores, invaden en gran medida el material hospedante. La sección estudiada está constituida por acantilados activos, que se encuentran en retroceso por la acción erosiva del mar. Por tal motivo, es común observar su base socavada y grandes bloques caídos.

En el perfil descrito se reconocieron 6 ciclos de sedimentación-pedogénesis coronados por niveles calcáreos (Fig.7.1.13). En la Fig.7.1.14 se indica el mosaico de fotos representativas del perfil.

En los sectores inferiores y medios predominan los litosomas de geometría tabular; en el sector superior prevalecen los cuerpos de base cóncava y techo relativamente plano. La presencia de horizontes Bt se encuentra restringida a los niveles superiores de la sucesión. Sin embargo, los rasgos de bioturbación de origen vegetal y de invertebrados es una característica relativamente constante en las unidades diferenciadas.

En la base del acantilado, aflora un sedimento castaño rojizo, identificado como unidad *bla-A* (b-c). Tiene 0,45 m de espesor, su base no se observa, es de textura franco-arenosa, compacto y contiene abundantes marcas de raicillas que le confieren un aspecto poroso; en el techo se desarrolla un nivel de tosca laminar de unos 10 cm de espesor, que se proyecta lateralmente a lo largo de la sección estudiada, constituyendo un banco calcáreo de gran dureza (T1) y el

remanente de un paleosuelo arcilloso (PS.1). Sobre esta unidad, se desarrolla una plataforma de abrasión discontinua y con bordes irregulares, al frente de la sección muestreada.

La unidad *bla-B*, es un litosoma tabular, con base y techo relativamente horizontal, correspondiente a facies aluviales de planicie de inundación, que se encuentran cementadas por carbonato de calcio de coloración grisácea y morfología masiva (T2). La intensa calcretización, afecta en ciertos tramos todo el espesor de la unidad, confiriéndole a la misma una gran dureza. Por tal motivo, es posible observar las características del material hospedante, sólo en la base de la misma.

A pesar de su gran dureza, la unidad *bla-B*, en algunos sectores ha sido erosionada por paleocanales de la unidad *bla-C*, generando una superficie irregular y discordante entre estas unidades. La unidad *bla-C* puede llegar a cortar la totalidad de la unidad infrayacente, poniendo en contacto el relleno de estos paleocanales, con el techo de la unidad basal del acantilado. Son sedimentos de textura franco-arenosa, color castaño rojizo, con estratificación en artesa y lentes con laminación fina horizontal; en su sección media presenta calcretas nodulares (tipo rizoconcreciones) y en la superior, calcretas laminares que pasan a mamelonares marcando la finalización del ciclo *bla-C*. Este nivel calcáreo, denominado T3, constituye una paleosuperficie horizontal que se extiende lateralmente a lo largo del acantilado, pudiendo ser utilizada como nivel guía. En algunos sectores, por encima de T3, se encuentra un horizonte de paleosuelo arcilloso (PS.2), de coloración anaranjada, con estructura en bloques sub-redondeados, fácilmente deleznable y pequeñas concreciones de óxidos de Fe-Mn.

La unidad *bla-D* yace en concordancia sobre la unidad anterior. Se trata de un paquete arenoso con marcada estructura laminar, sobre el cual se desarrolla un potente nivel calcáreo denominado T4. Esta unidad se diferencia en dos subunidades, la *bla-D1* y la *bla-D2*. La primera es de color gris y presenta intercalaciones de calcretas nodulares; la segunda es castaño rojiza, contiene trazas de actividad radicular y de invertebrados, además presenta calcretas de morfología laminar y mamelonar en el tope (T4). Esta última tiene unos 0,50 m de espesor y se caracteriza por su color blanco intenso.

La unidad *bla-E*, yace en discordancia sobre la unidad anterior, siendo el contacto entre las mismas claro, neto e irregular. No se observan estructuras de origen fluvial como en las anteriores unidades, por lo que se trataría de un depósito de loess pedogenizado (PS.3). Tiene un espesor promedio de 1,40 m, es de color amarillento en la base y gris verdoso en el techo, es de textura franco-arcillosa (notablemente más fina que las unidades precedentes), se encuentra intensamente pedogenizada, por lo que el material se desagrega en pequeños bloques angulares; presenta abundantes nódulos de hierro color anaranjado de hasta 1 cm de diámetro y trazas de

raicillas tapizadas por óxidos de hierro-manganeso. En el sector superior, se intercalan venas carbonáticas pulverulentas que se incrementan hacia el tope hasta constituir un nivel calcáreo laminar (T5) con abundantes dendritas de Fe-Mn, de 0,80 m de espesor y consistencia blanda. Estos pedregos, evidencian un ambiente con drenaje deficiente y procesos de óxido-reducción que indican una marcada alternancia entre períodos húmedos y secos.

La unidad *bla-F*, yace en discordancia erosiva sobre las unidades infrayacentes, llegando en algunos casos a cortar la unidad *bla-D*. Son paleocanales superpuestos de base cóncava y techo plano que están rellenos por depósitos conglomerádicos matriz sostén, originados por flujos densos. Tienen estructura diamítica en la cual predominan los clastos calcáreos y en la matriz se observan restos de conchilla.

7.2 Granulometría de las unidades litológicas.

Utilizando el método de Smith (1985) y tamizado en seco, como se indica en el capítulo 6, muestras representativas de los niveles diferenciados en los perfiles del sector costero, fueron separadas en fracciones granulométricas. De esta manera, se obtuvieron muestras de las fracciones arena, limo grueso, limo mediano y limo fino-arcillas, con una pérdida mínima del material separado, determinándose así también el porcentaje en peso de las mismas y en consecuencia la textura. Las fracciones más gruesas, compuestas por partículas mayores a $15,6 \mu\text{m}$ ($< 6 \phi$), se separaron a intervalos de 1ϕ . La fracción fina, menor a $15,6 \mu\text{m}$ ($> 6 \phi$), comprende el intervalo granulométrico limo fino-arcilla. Desde el punto de vista de la movilidad de los componentes minerales dentro de los perfiles pedológicos, se considera a las fracciones gruesas parte constitutiva del esqueleto o fase inmóvil de estos depósitos y a la fracción fina, el plasma o fase móvil.

Los resultados indican que la **proporción de esqueleto** es mayor a la de **plasma**, en la mayoría de las muestras analizadas. En el histograma de la Fig.7.2.1a se indican las proporciones promedio de plasma y esqueleto obtenidas para los perfiles estudiados. Las columnas que representan la fase plasmática evidencian un incremento de la misma, desde el SO de Necochea hacia el NE de Miramar. Sólo algunas unidades presentaron resultados opuestos o proporciones similares entre fases; tal es el caso de depósitos de pantano pedogenizados, paleolagunas y horizontes Btg de paleosuelos, como los que son señalados con una flecha en el histograma de la Fig.7.2.1b.

La distribución de frecuencias de ambas fases, es representada mediante curvas en la Fig.7.2.2. En las mismas se evidencia un tramo de mayor pendiente que representa el intervalo de mayor frecuencia. De tal modo, estas curvas indican que la mayor parte de los depósitos que afloran en

el sector de acantilados estudiados tienen entre 75 y 95 % de fase esquelética, por lo que la fase plasmática es en general inferior a 25 %. El valor de la mediana establecido en cada caso es de 19 % para la fracción limo fino-arcilla y de 81 % para la fracción más gruesa (arena-limo medio). Las colas de dichas curvas, representan la población de menor frecuencia. Estas últimas corresponden a depósitos de baja energía u horizontes de paleosuelo con rasgos de iluvación e hidromorfismo, donde la proporción de arcilla se incrementa notablemente, alcanzando en algunos casos valores cercanos a 90 %.

La fase esquelética está compuesta principalmente por granos tamaño arena fina-muy fina, limos gruesos y medianos. La proporción de clastos mayores a 250 μm (arena mediana), es menor a 2 % y generalmente no superan los 2mm de diámetro. En la Fig.7.2.2, se representa la distribución de frecuencias acumuladas de los intervalos granulométricos separados de la fracción esquelética. Los resultados indican para las arenas un valor medio mayor que para las fracciones limo grueso y mediano, y una distribución más amplia y simétrica. De tal forma, para la fracción arena, el valor de la mediana es de 46 %, para el limo grueso 17 % y para el limo mediano 12 %. Respecto a este valor central, los porcentajes de arena obtenidos se distribuyen simétricamente entre 2 y 90 %, mientras que en las otras fracciones, los porcentajes máximos y mínimos se encuentran en general más cercanos al valor de la mediana. Esto denota que el porcentaje de las fracciones limo grueso y limo mediano, evidencian variaciones menos significativas que la arena. De tal forma, el porcentaje de limo grueso varía entre 4 y 26 % y el de limo mediano entre 4 y 16 %; sólo un 20 % de la población analizada, contiene mayores proporciones de limo mediano. Estas muestras corresponden a los perfiles Fogones de La Costa, sector basal de San Eduardo del Mar y sección media de Punta San Andrés, donde la presencia de horizontes de paleosuelo con desarrollo de estructura en bloques angulares es más frecuente y por lo tanto, también el contenido de microagregados arcillosos no dispersables, como los indicados también por Mormeneo et al. (1996) para los depósitos pampeanos.

Con el objeto de relacionar la granulometría con las unidades litológicas diferenciadas, las muestras analizadas son representadas mediante gráficos de barras en la Fig.7.2.4 (a-g). Cada barra está conformada por cuatro segmentos de distinto color, cada uno de los cuales corresponde a una fracción; el segmento de la izquierda corresponde a la fracción más gruesa y el de la derecha a la más fina.

En el perfil Punta San Andrés, se registran variaciones en la textura de los depósitos, desde arenolimosos a limo-arcillosos. Estos últimos son más frecuentes en la sección media del perfil, donde yacen las toscas en candelabro sobre horizontes Btg de paleosuelos y en facies paleolagunares de coloración gris-verdosa y en el tope del acantilado. Los depósitos de granulometría más gruesa

constituyen en general el relleno de los paleocanales que se observan en la sección superior del perfil, aunque también conforman la matriz de los diamictos del sector medio. Granulometrías intermedias, de tipo limo-arenosas y limosas predominan en los depósitos de la sección inferior del acantilado, vinculados principalmente a planicies de inundación. En la Fig.7.2.4/1-a se indica la granulometría determinada para algunas muestras seleccionadas; la textura de otras unidades fue determinada al tacto.

En el perfil San Eduardo del Mar, existe un notable contraste entre la textura de los depósitos de la sección inferior y las que sobreyacen a estos. En la primera predominan las facies arcillosas, en la sección media los depósitos de textura franco-limosa y el tercio superior está conformado por un paleosuelo de textura franco-arcillo-limosa y un depósito de textura franca (7.2.4/1-b).

En el perfil "Fogones de la Costa", predominan las texturas franco-limosas en los 2/3 inferiores del perfil, mientras que en el tercio superior se registran granulometrías algo más finas, de tipo franco-arcillo-limosas vinculadas a depósitos de ambiente paleolagunar con rasgos de hidromorfismo. En el tope del acantilado se diferencian depósitos de loess de textura franca y depósitos conglomerádicos que conforman el relleno de canales (7.2.4/1-c).

En el perfil Centinela del Mar, se registran texturas franco-arcillosas, francas, franco-limosas, franco-arcillo-arenosas, franco-arenosas, areno-francosas y conglomerádicas. En el tercio inferior del perfil, predominan las texturas francas y franco-limosas vinculadas a depósitos de planicie de inundación de geometría tabular; en la sección media-superior, donde se registran depósitos de origen lacustre y paleosuelos desarrollados sobre depósitos loésicos, predominan las texturas franco-arcillosas y franco-limosas, sin embargo también se constatan niveles franco-arenosos y conglomerádicos que en ciertos tramos, constituyen diamictos de considerable espesor y extensión lateral que cortan a las unidades infrayacentes; en la sección superior, son relevantes los depósitos de textura areno-francosa con estratificación oblicua y entrecruzada muy marcada correspondientes a aloformación Centinela del Mar; en el sector cuspidal, se registra un depósito de loess con textura franco-arenosa sobre el cual se constata un paleosuelo de textura franco-arcillo-arenosa(7.2.4/2-d).

En Bahía de los Vientos, los depósitos que conforman la sección inferior y media del perfil son en general de textura más gruesa que los de la sección superior. Sin embargo, si bien en el sector basal del acantilado se registran depósitos de textura franca y arenosa, y en el sector medio, prevalecen los de textura franco-arenosa, también se registran alternando facies arcillosas vinculadas a la presencia de paleosuelos y paleolagunas y también lentes conglomerádicas. En el tercio superior se incrementa la proporción de limos y arcillas debido a la presencia de depósitos con rasgos de intensa pedogénesis, principalmente vinculada a procesos de hidromorfismo y

calcretización. Hacia el tope vuelven a registrarse facies conglomerádicas matriz sostén, conformando los diamictos calcáreos que coronan dicho perfil (7.2.4/2-e).

En el perfil Punta Negra, predominan las texturas franco-arenosas entre los depósitos más antiguos y las francas en la sección superior. Un paquete sedimentario franco-arcillo-arenoso de estructura laminar muy marcada y rasgos de hidromorfismo y clacretización marca un cambio en las condiciones ambientales, en el sector medio del perfil. Facies conglomerádicas se registran en relación al relleno de las crotovinas más jóvenes registradas en el perfil y en los diamictos que constituyen el techo del acantilado sobre el cual yacen en algunos sectores los cordones medanosos (7.2.4/2-f).

El perfil Balneario Los Ángeles, presenta a lo largo de toda su exposición una granulometría poco variable (7.2.4/3-g). En todas las unidades domina la fracción arena y la proporción de limo fino-arcilla es inferior a 15 %. Si bien en este caso todas las muestras caen dentro del mismo campo textural de la clasificación FAO, franco-arenosa, las variaciones que se registran en las proporciones de los distintos intervalos granulométricos, se ven reflejadas en el color y las estructuras que presentan estos depósitos.

Estos resultados indican que la fracción arena evidencia mayor variación entre los perfiles estudiados, a diferencia de los porcentajes de limo grueso y mediano que se mantienen relativamente constantes, con algunas excepciones. La proporción de fracción fina se incrementa con la pedogénesis y en relación a depósitos de baja energía con evidencias de fuerte hidromorfismo.

Existe una estrecha relación entre la textura, la geometría de los cuerpos que conforman los distintos depósitos y su estructura interna. De tal forma, los depósitos arenosos y franco-arenosos, se encuentran vinculados en general a cuerpos de geometría tabular con base y techo plano, correspondientes a facies de llanura de inundación, aunque también conforman litosomas de base cóncava y techo plano, correspondientes a paleocauces; estos últimos con estratificación entrecruzada, en artesa o cóncava. Los depósitos de textura arcillosa, generalmente se encuentran vinculados a horizontes Bt y/o Btg de perfiles de paleosuelos, a cuerpos con marcada estructura laminar y rasgos de hidromorfismo, a cuerpos lenticos y ambientes de pantano. Las texturas francas y franco-limosas, generalmente no presentan estructura interna y constituyen cuerpos de base irregular, no erosiva, y techo relativamente plano. Se relacionan con depósitos de loess primario. Las facies conglomerádicas, son en general diamictos matriz sostén. Constituyen el relleno de canales en el tope de la mayoría de las secuencias estudiadas (ocasionalmente en sectores medios) y también de crotovinas. Con menor frecuencia, se registran cuerpos conglomerádicos de geometría lenticular.

Si bien el objetivo particular del método granulométrico utilizado en la presente tesis, ha sido la separación del material en distintas fracciones para su caracterización magnética, los resultados obtenidos han sido de utilidad para estimar su granulometría. Dicha información, permite realizar inferencias acerca del o los agente/s de transporte, su energía y el ambiente de depositación. Según Zárate (1991), las partículas de tamaño arena fina y muy fina que componen los depósitos de loess del sur de la provincia de Buenos Aires, han sido transportadas por saltación; las arenas muy finas y limos gruesos por saltación y períodos cortos de suspensión; las partículas de tamaño inferior a limo mediano habrían sido transportadas principalmente por suspensión. El autor también señala que los depósitos que no evidencian rasgos de pedogénesis, tienen distribuciones granulométricas unimodales, con predominio de arena muy fina y limo grueso (3 y 5 ϕ), mientras que los horizontes Bt de paleosuelos tienen distribuciones bimodales en las fracciones limo grueso (4 a 5 ϕ) y arcilla (> a 8 ϕ). Los resultados obtenidos en el presente estudio, coinciden parcialmente con los indicados por el Dr. Zárate; las distribuciones unimodales predominan sobre las bimodales en la mayoría de los perfiles, sin embargo, la moda no siempre se da en relación al mismo intervalo granulométrico. En depósitos con escasa evidencia de pedogénesis, la moda es registrada tanto en la fracción arena muy fina (3-4 ϕ) como en el intervalo granulométrico limo grueso-mediano (4-6 ϕ). En horizontes Btg de paleosuelos, las modas se definen en las fracciones limo grueso-mediano (4-6 ϕ) y limo fino-arcillas (> 6 ϕ).

Para el perfil San Eduardo del Mar, se determinaron distribuciones unimodales en las fracciones limo fino-arcillas (>6 ϕ) en la base y en los limos medianos a gruesos (4-6 ϕ) en el sector medio inferior; distribuciones bimodales se registran en la sección media-superior del perfil, sobre la unidad definida como una sucesión de horizontes Bt superpuestos.

En el perfil Fogones de la Costa, predominan los depósitos con moda en el intervalo limo grueso-mediano, algunas más marcadas que otras. Cabe señalar, que no se registran distribuciones bimodales en dicho perfil, esto es coincidente con la ausencia de registro de horizontes Bt de paleosuelos.

En Centinela del Mar, los depósitos de la sección inferior y tope, se caracterizan por presentar una moda única en las arenas muy finas, mientras que en la sección media-superior las texturas son bimodales en los extremos más gruesos y más finos, en horizontes de paleosuelos y unimodales en la fracción arena del belgranense.

En Bahía de los Vientos, la mayoría de los depósitos tienen una distribución unimodal definida en la fracción arena muy fina. En dicho perfil, depósitos relacionados con ambientes paleolacustres, presentan una única moda en la fracción limo fino-arcilla, mientras que en otras unidades no se registran modas definidas.

En Punta Negra, todos los depósitos presentan moda en las arenas muy finas, sin embargo, en algunas muestras esta fracción constituye la única moda y en otras son dos. En este último caso, la segunda moda corresponde a la fracción limo mediano-grueso y en menor medida al intervalo limo fino-arcilla.

En Balneario los Ángeles, todas las unidades tienen distribuciones unimodales; la fracción que se presenta con mayor frecuencia es la arena. Si bien estos resultados indican que la distribución de tamaños de partícula en las distintas unidades litológicas es semejante y los procesos de pedogénesis parecerían no haber dado lugar a texturas bimodales, existen diferencias notables en las estructuras primarias y rasgos epigenéticos vinculados fundamentalmente con procesos de hidromorfismo, tales como moteados, nódulos, pátinas y dendritas de Mn-Fe y de bioturbación por raíces.

La distribución de tamaños de partícula, indica que la mayoría de las partículas que conforman los depósitos estudiados han sido transportadas por el viento mediante saltación, con episodios cortos de suspensión. Sin embargo, las estructuras primarias que se observan indican un retrabajamiento fluvial.

La presencia de arena gruesa, si bien es escasa, conforma la fracción detrítica de mayor tamaño presente en la mayor parte de estos depósitos; esta se encuentra dispersa homogéneamente dentro de los niveles sedimentarios o bien conformando delgadas lentes. El contenido de gránulos conformados principalmente por agregados arcillosos, se incrementa en relación a horizontes muy pedogenizados y con intensa calcretización.

7.3 Microscopía y otros análisis no-magnéticos.

Debido a la propuesta original del tema de tesis, la composición mineralógica mayoritaria de las fracciones granulométricas separadas, se informa a continuación desde el punto de vista cualitativo; resultados parciales de estos análisis se presentan en Rico et al. (2015). En el capítulo siguiente, estas fracciones granulométricas son analizadas mediante el uso de técnicas de magnetismo de roca.

Los granos que conforman la fracción arena (**> 62 μm**) fueron analizados con lupa binocular y microscopio óptico de polarización.

Si bien la proporción de **arena gruesa (0,5 a 1mm)** en estos depósitos es escasa, consideramos relevante su observación microscópica, debido a que su presencia es un denominador común en la mayoría de las unidades diferenciadas. Está conformada por granos de cuarzo incoloro, litoclastos volcánicos, calcedonia, todos ellos muy redondeados y de origen detrítico (Fig.7.3.1).

En general los granos de cuarzo presentan pátinas de óxidos de hierro que le otorgan una coloración amarillenta, otros se observan limpios. Los litoclastos son en su mayoría de origen volcánico, tipo riolita, andesita y basalto. El concentrado magnético de esta fracción, está integrado principalmente por algunos litoclastos volcánicos y agregados de arcilla con revestimientos de óxidos de Fe y Mn, como los que se indican en la Fig.7.3.2; en menor medida se registran litoclastos de otras composiciones. Estos granos son atraídos por el imán debido a la presencia de pequeñas partículas de magnetita dentro de los mismos; no se registran granos de magnetita tamaño arena gruesa en estos depósitos.

La proporción de granos tamaño arena mediana, es escasa o nula, por tal motivo, no se realizan descripciones de la misma.

En las fracciones **arena fina y muy fina (de 62 a 250 μm)**, predomina la mineralogía descrita por Teruggi (1957), es decir, granos de plagioclasa, cuarzo, volcaniclastos, vidrio volcánico, feldespatos potásicos y en menor medida hornblenda, augita, hipersteno, magnetita, hematita e ilmenita. Las plagioclasas son los componentes minerales más abundantes, junto con los volcaniclastos y las alteritas. Los granos de plagioclasa se encuentran frescos, sub-redondeados a redondeados, con maclas de albita, carlsbad y en menor medida zonadas. Los granos de feldespato potásico se observan en general sub-redondeados y parcialmente alterados, algunos llegando a conformar granos de alteritas, excepto el microclino, que si bien está en proporciones inferiores, no presenta evidencias de alteración. Los litoclastos se presentan como granos sub-redondeados de color castaño oscuro, correspondientes a pastas de rocas volcánicas de grano fino a medio, tipo basalto, andesita y riolita. Los granos de cuarzo son sub-redondeados a sub-angulosos, monocristalinos y en menor proporción policristalinos, con extinción homogénea a algo ondulosa, con pátinas de óxidos de hierro color anaranjadas y en algunos casos con inclusiones, posiblemente de rutilo. El vidrio volcánico, se observa generalmente incoloro (composición ácida), fresco, en forma de trizas, aunque cabe señalar, que su registro es irregular a lo largo de las sucesiones estudiadas, pudiendo alcanzar valores cercanos a 30 % en capas cineríticas del Pleistoceno superior-Holoceno o estar ausente. La calcedonia, si bien no es abundante, se registra con frecuencia; son clastos sub-redondeados y redondeados, de color castaño, con leve pleocroísmo, estructura microcristalina y hábito fibroso. Entre los minerales pesados transparentes predominan los granos frescos y sub-redondeados, de hornblenda basáltica y augita. El primero es de color verde a verde castaño, con fuerte pleocroísmo, y el segundo puede ser verde intenso o verde pálido con leve pleocroísmo.

Entre los minerales opacos se destacan la magnetita y la hematita. El mayor aporte de cristales de titanio-magnetitas se registró en las fracciones arena muy fina y limo grueso. En los concentrados

magnéticos se reconocen granos de color negro con brillo metálico, que son atraídos por el imán con mayor fuerza que otros de color castaño rojizo. Los primeros son granos de titanomagnetitas y los segundos están compuestos principalmente por microagregados arcillosos. En la Fig.7.3.3 se muestran imágenes del concentrado magnético obtenido en laboratorio; en a) y b) bajo la influencia de un imán, tomadas con cámara fotográfica y bajo lupa binocular, respectivamente; bajo dicho estímulo, los granos de magnetita se superponen conformando fibras que se orientan en relación a la posición del imán. Estos granos son sub-angulosos a angulosos y en algunos casos llegan a conformar octaedros con caras cristalinas bien definidas y sin evidencia de alteración, como se indica en la imagen obtenida mediante la técnica de microscopía de barrido electrónico (c), para la cual se indica el espectro EDAX correspondiente (d). Otra imagen correspondiente a una muestra representativa del concentrado magnético de la fracción limo grueso (e), para la cual se indica el mapeo de Fe y Ti resultante (f-g), permiten confirmar la morfología predominante indicada y su composición. Cabe aclarar que en todas las determinaciones por SEM-EDAX se constató la presencia de titanio, componente característico de las titanomagnetitas.

Los microagregados que constituyen la fracción magnética débil, se incrementan en relación a los niveles más pedogenizados y están formados por aluminosilicatos de hábito fibroso, que contienen en su interior pequeñas partículas magnéticas que son atraídas por el imán. En la Fig.7.3.4 se indican imágenes correspondientes a estos agregados, obtenidas por microscopía de barrido electrónico, acompañadas por un espectro EDAX representativo y mapeos correspondientes al Si, Al y Fe. Obsérvese que la densidad de reflexiones obtenidas para los mapeos del Si y el Al son notablemente mayores a las del Fe; sólo algunos granos evidencian un alto contenido de este último.

Otros cristales de titanomagnetita procedentes de paleosuelos, presentaron en superficie marcas circulares, algunas de ellas agrupadas en hileras. Si bien en la presente investigación, no se han realizado estudios más profundos acerca del origen de éstas marcas, la forma y disposición de las mismas, sugiere que podrían haber sido originadas por acción de bacterias u otros microorganismos. En la Fig.7.3.5 se indica una imagen electrónica de la misma, acompañada por el mapeo de Fe y Ti, que confirman su composición química. El hallazgo de estos rasgos superficiales sobre granos de titanomagnetita tamaño limo grueso, plantea un interrogante en la región acerca de su origen, ya sea biológico o no, y de las condiciones ambientales bajo las cuales se habrían formado. Sin embargo, es indudable la alteración epigenética del grano de titanomagnetita, que se infiere por el tipo de horizonte donde se encuentran emplazados. En tal sentido, estos rasgos particulares resultarían de utilidad como proxy ambientales y/o climáticos.

Otros rasgos superficiales sobre cristales de titanomagnetita también han sido mencionados en depósitos de la cantera de Juárez de la ciudad de La Plata (Bidegain y Rico, 2004). Si bien estas imágenes se han mostrado en diversas presentaciones orales de jornadas científicas y congresos desde el año 2005, no se encuentran en publicaciones de la especialidad. En la Fig.7.3.6 se indican imágenes de cristales de titanomagnetita correspondientes a niveles con distinto grado de pedogénesis. El cristal octaédrico que presenta sus caras inalteradas y sin evidencia de redondeamiento (a), corresponde a un nivel loésico con escasos rasgos de pedogénesis y nula cementación, por cuanto se preserva como un depósito masivo y friable. El cristal octaédrico que presenta en sus caras un microrelieve caracterizado por la presencia de canales o grietas, que le otorgan un aspecto reticulado (b), proviene de un paquete sedimentario conformado por una sucesión de horizontes Bt y Btg soldados, que asignamos a depósitos de la Formación Buenos Aires (Bidegain y Rico, 2004). Dichas marcas, podrían corresponder a canales de disolución o bien a grietas formadas por oxidación a hematita. Si bien no ha sido posible precisar cuál ha sido el proceso que les ha dado lugar, es indudable que se han formado durante la pedogénesis.

Los difractogramas de rayos X correspondientes a niveles fuertemente pedogenizados, indican predominio de plagioclasa, cuarzo, montmorillonita, materiales amorfos y cantidades subordinadas de illita, paragonita, tridimita y yeso. Para la fracción limo grueso-mediano de muestras correspondientes a niveles con escasa evidencia de pedogénesis, las reflexiones indican predominio de plagioclasa y cuarzo, con cantidades menores de montmorillonita y en ciertos niveles también se detectó hematita y anfíbol.

Los resultados permiten constatar la homogeneidad mineralógica de estos depósitos y el incremento de argilominerales con la pedogénesis. Respecto a estos últimos se registra un predominio de montmorillonita sobre illita. Si consideramos que la montmorillonita proviene de la alteración del vidrio volcánico, su presencia explicaría la escasa representatividad de éste último en los depósitos más viejos.

Cabe destacar, que el informe realizado por la UNS, sobre los difractogramas obtenidos, no indica presencia de magnetita ni de otros óxidos u oxihidróxidos de hierro en los depósitos estudiados. Es sabido que el método presenta limitaciones relacionadas con el grado de cristalinidad y la abundancia, no obstante, cabe señalar que en la fracción limo grueso, la ausencia de reflexiones correspondientes a los cristales de titano-magnetita, se contrapone con los resultados obtenidos mediante microscopía y todas las técnicas de magnetismo y voltamperometría aplicadas. Por estas vías se constata en dicha fracción, la presencia de granos de titano-magnetita con buen grado de cristalinidad y en cantidades que permiten su identificación, como se mencionó anteriormente. Por otra parte, estudios mineralógicos realizados con esta misma técnica sobre

depósitos loésicos del partido de La Plata, permitieron identificar granos de magnetita, ilmenita y hematita tanto en muestra total como en concentrados magnéticos, destacando la mejor definición de estas reflexiones en loess que en paleosuelos (Bidegain et al., 2001). Cabe señalar que estas determinaciones también fueron realizadas en el laboratorio de Bahía Blanca, sin embargo, los resultados difieren notablemente. Por todo ello, se entiende que la metodología magnética utilizada en la presente tesis resulta apropiada a los fines propuestos. Más aún, en relación con el MIS 19 (límite Brunhes/Matuyama) se realizaron estudios mediante Mössbauer (Terminiello et al., 2001) que confirman las determinaciones magnéticas. Los niveles con mayores registros de susceptibilidad magnética arrojaron incrementos de Fe^{+2} , en tanto aquellos que presentaron valores más bajos de susceptibilidad, registraron disminución del Fe^{+2} . Esto es debido a la destrucción de la magnetita detrítica portadora de dicho catión, durante la pedogénesis. Evidencia de tal proceso, son los rasgos de alteración registrados sobre las caras de los octaedros de titanomagnetitas.

Mediante voltamperometría de micropartículas, fue posible determinar la presencia de hematita en las fracciones arcilla y coloides correspondientes a un horizonte Bt de paleosuelo, (Rico et al., 2009). Se trata de una técnica electroquímica que permite la determinación de pequeñas concentraciones de óxidos de hierro sin limitaciones en cuanto su grado de cristalinidad, con lo cual se presenta como una técnica de gran potencial para la detección de estos óxidos en las fracciones más finas, donde además se constata una mayor concentración de componentes amorfos. Basándonos en Grygar y van Oorschot (2002), los estudios realizados, han permitido determinar para un valor de potencial definido los picos de corriente eléctrica correspondientes a muestras de hematita, goethita y magnetita, tanto sintéticas como de origen natural. Sin embargo, cabe destacar, que las fases más oxidadas (hematita y goethita) proporcionan mejores picos que las reducidas, como magnetita. Esto es así, ya que los picos de corriente definidos a un valor de potencial específico, son el resultado de un proceso de reducción química inducido durante el ensayo electroquímico, para detectar y diferenciar a estos óxidos de hierro. De tal forma, cuanto mayor es el estado de oxidación de estos minerales, mayor es la corriente eléctrica que se genera y por lo tanto mejor definición tienen los picos.

En la Fig.7.3.7 se indican algunas curvas representativas de los ensayos realizados sobre pigmentos sintéticos Bayferrox, correspondientes a magnetita, hematita y goethita, acompañadas por sus respectivos difractogramas de rayos X. El par de curvas que se indica en cada caso, corresponde a la medida realizada sobre la muestra original y luego de haber sido sometida a tratamiento térmico. La curva correspondiente a magnetita (a), se caracteriza por presentar dos picos de corriente definidos a distinto valor de potencial, a diferencia de las de goethita (c) y

hematita (e) que presentan un solo pico y de mayor área respectivamente. Luego del tratamiento térmico, donde las muestras son calentadas en atmósfera de aire a 300°C durante 15 minutos, el área de los picos de la magnetita se incrementa debido a su oxidación (b); la curva correspondiente a goethita denota la presencia de un pico a valores de potencial más bajos (-0,40 V), acompañado por un pequeño hombro a valores de potencial semejantes al de la curva original (d); la curva de la hematita no evidencia cambios respecto a la original (f). La definición de un pico a 0,40 V, luego del calentamiento de la muestra de goethita, permite diferenciarla de hematita.

En la Fig.7.3.8 se indican las curvas correspondientes a 2 muestras distintas de magnetita, 2 de hematita y 2 de goethita, luego de haberlas sometido a distintas temperaturas crecientes. Dicha experiencia, denota diferencias en la respuesta electroquímica de cada especie luego de haber sido sometidas al mismo proceso de calentamiento, aún entre muestras de igual composición química pero de distinta granulometría, como se indica en Rico et al. (2009). En dicho trabajo, muestras de hematita con granulometrías variables entre 0,09 y 0,38 μm , evidenciaron un sensible incremento del valor de potencial negativo, con el aumento del tamaño de grano, denotando la potencialidad de dicha técnica en la estimación de tamaños de partícula.

En la Fig.7.3.9, se indican algunos ejemplos obtenidos para muestras naturales de hematita, de goethita, de una muestra correspondiente a un horizonte Btg de paleosuelo del partido de La Plata y de la fracción coloidal del anterior horizonte. Los picos de corriente obtenidos, son consistentes con los de las muestras sintéticas, con lo cual se comprueba la factibilidad del ensayo para muestras naturales. La notable diferencia hallada en la intensidad del pico de corriente entre las muestras de hematita y goethita, y las del paleosuelo, es proporcional a la concentración de óxidos de hierro presentes en la muestra analizada. El valor de potencial al cual se generan los picos de corriente para las muestras de paleosuelo, indican presencia de hematita, no así de magnetita. Estos resultados, denotan la mayor sensibilidad del método electroquímico a la detección de especies más oxidadas, en contraposición a las mediciones magnéticas, mediante las cuales se detectó presencia de magnetita DS, en el mismo horizonte de paleosuelo.

Por otra parte, los picos obtenidos para un horizonte superficial de suelo actual, que habría estado sometido a elevadas temperaturas producto de un incendio forestal, indican la presencia de magnetita oxidada (maghemita), ya que el área de los 2 picos de corriente característicos de magnetita, es mayor a la registrada para magnetitas inalteradas. Esto último, se fundamenta en los ensayos indicados anteriormente sobre muestras sintéticas de magnetita tratadas a altas temperaturas; a partir de los 200°C los picos de la magnetita evidencian un incremento de su área, lo cual pone de manifiesto el proceso de oxidación ocurrido.

Los resultados obtenidos en relación al desarrollo de la Voltamperometría de Micropartículas (VMP), presentan a la misma como una técnica complementaria de los estudios geológicos y particularmente del magnetismo ambiental; sin embargo, queda mucho por hacer respecto a su aplicación en relación a muestras de sedimento que presentan una mineralogía heterogénea. Además, un desafío a futuro, es ajustar la técnica para poder cuantificar la presencia de óxidos y oxihidróxidos de hierro en sedimentos.

CAPÍTULO 8: PARÁMETROS MAGNÉTICOS DE LOS DEPÓSITOS ESTUDIADOS.

8.1 Caracterización magnética de las fracciones granulométricas que conforman estos depósitos.

Respecto a la mineralogía magnética, las técnicas de microscopía óptica y electrónica (SEM+EDAX), han permitido obtener información valiosa acerca de la morfología y mineralogía de los granos magnéticos tamaño arena y limo grueso; no así, de las granulometrías más finas. En tal sentido, se propone el uso del magnetismo de rocas, para el estudio de un intervalo granulométrico más amplio, que comprende desde partículas tamaño arena hasta arcillas. De tal forma, se prevé que aspectos relacionados con su concentración, distribución granulométrica, especie magnética y tamaños de grano magnético (dominios), aporten información de interés acerca del origen de estas partículas (detritico o pedogenético), el agente de transporte, el ambiente de depositación y los procesos post-depositacionales que se dan “in situ”, bajo determinadas condiciones ambientales y climáticas. Más aún, teniendo en cuenta, la importancia de minerales como la magnetita y las titanomagnetitas, en el registro paleomagnético.

La distribución de frecuencias de los parámetros magnéticos obtenidos para las distintas fracciones granulométricas separadas, se representan mediante curvas de frecuencia acumulada. En la Fig.8.1.1, se representa la distribución de frecuencias acumuladas de los valores de susceptibilidad magnética en baja frecuencia (χ_{bf}) medida para las distintas fracciones granulométricas. Los resultados indican la existencia de magnetita (sensu lato), en todas las fracciones granulométricas, no detectables mediante otras técnicas. Este parámetro es mayor en la fracción limo grueso, intermedio en los limos medianos y las arenas, y más bajo en la fracción limo fino-arcillas. En orden decreciente, el valor de la mediana ($Md_{50\%}$) determinado fue de $550 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ para los limos gruesos, $380 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ para los limos medianos, $320 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ para las arenas y $180 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ para el intervalo limo fino-arcilla. En el loess del norte de la provincia de Buenos Aires, si bien la tendencia es la misma (valores más altos en el limo grueso y más bajos en la fracción limo fino-arcilla), los valores de χ_{bf} son significativamente menores en las fracciones granulométricas analizadas. Tal es así, que el pico máximo obtenido en la fracción limo grueso fue de $280 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ y en la fracción limo fino-arcilla $120 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; valores máximos que resultan inferiores al valor medio obtenido para cada intervalo granulométrico, en los depósitos del sur de la provincia de Buenos Aires. Los valores de χ_{bf} en la fracción limo grueso (curva azul), varían entre 75 y $1280 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, aunque la población de mayor frecuencia (el 70 % de las muestras) tiene entre 380 y $700 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. La fracción limo mediano (curva verde), presenta en general

valores de χ_{bf} inferiores a $480 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, con mínimos cercanos a $50 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; un número menor de muestras supera estos valores, llegándose a registrar χ_{bf} de $1110 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. En la fracción arena (curva amarilla), χ_{bf} varía entre 40 y $620 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, sin embargo, cabe destacar que el intervalo de mayor frecuencia se encuentra acotado entre 250 y $400 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Si bien para la fracción limo fino-arcilla (curva roja), se obtuvieron valores de χ_{bf} cercanos a $600 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, la mayor parte de las muestras (el 80 %), tiene valores inferiores a $300 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ que decrecen paulatinamente hasta $25 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. El patrón de comportamiento de este parámetro respecto a las 4 fracciones granulométricas separadas de una misma muestra, ha sido el mismo en todos los casos, e independiente del grado de pedogénesis. De tal modo, en el limo grueso se obtienen los valores más altos, en la arena y el limo mediano valores intermedios y en la fracción limo fino-arcilla los más bajos, tanto en horizontes C como en Bt.

En la Fig.8.1.2 se representa la distribución de frecuencias obtenidas para el parámetro susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$), indicativo del contenido de partículas dominio simple ultrafinas (< 30 nm) de comportamiento superparamagnético. Teniendo en cuenta los rangos establecidos para este parámetro, los valores obtenidos denotan proporciones variables de partículas SP en las distintas fracciones granulométricas de los depósitos estudiados. Si bien los resultados indican que el intervalo de variación de este parámetro es semejante para las distintas granulometrías, las curvas de frecuencia acumulada denotan diferencias en su distribución. De tal forma, la mediana de $\chi_{df\%}$ para la fracción más fina, es tres veces mayor a la obtenida para las fracciones más gruesas; para el intervalo limo fino-arcilla, la mediana ($Md_{50\%}$) de $\chi_{df\%}$ es de 6%, para el limo mediano de 4 % y para los limos gruesos y las arenas es cercana a 2 %. Esto significa por ejemplo, que el 50 % de las muestras correspondientes a las fracciones arena y limo grueso tienen escasa o nula presencia de partículas SP ($\chi_{df\%} < 2\%$), mientras que el 85 % de las muestras medidas para la fracción limo fino-arcilla contienen cantidades detectables de partículas SP ($\chi_{df\%} > 2\%$). Para esta última fracción, cabe señalar además, que teniendo en cuenta a Dearing et al. (1977), el 50 % de las muestras analizadas contiene proporciones significativas de partículas SP, ya que tienen valores de $\chi_{df\%}$ mayores a 6 %. Un grupo menor de muestras, correspondientes a horizontes paleopedológicos con marcados rasgos de hidromorfismo y a niveles fuertemente bioturbados por la acción de invertebrados, presentaron valores de $\chi_{df\%}$ mayores a 7 % en todas sus fracciones granulométricas. Esto estaría relacionado con las limitaciones del método de separación granulométrica, cuando el grado de agregación del paleosuelo no permitió su óptima desagregación; con lo cual, las fracciones más gruesas estarían conformadas por pseudogranos.

En la Fig.8.1.3 se relacionan los valores de χ_{bf} con los de $\chi_{df\%}$ determinados para las distintas fracciones granulométricas; los bajos valores de coeficiente de correlación (R^2) confirman la

escasa o nula incidencia de las partículas SP sobre los valores de χ_{bf} . En todos los intervalos granulométricos, R^2 se encuentra cercano a 0.

A los fines de determinar la abundancia relativa de partículas ferrimagnéticas dominio simple (DS), se utilizó la relación χ_{mra}/χ_{bf} . En el gráfico de la Fig.8.1.4, las curvas indican que la relación χ_{mra}/χ_{bf} para el intervalo limo fino-arcilla (<15,6 μm), es generalmente mayor que para las otras fracciones; en estas últimas la relación χ_{mra}/χ_{bf} por lo general es inferior a 5,5, siendo el limo grueso la que evidencia menor proporción de partículas DS, mientras que en la fracción más fina varía en su mayoría entre 7 y 10. Por otra parte, al graficar los datos correspondientes sobre el gráfico de King et al. (1982), se constata que la mayoría de las muestras de limo fino-arcilla caen dentro del campo de partículas magnéticas inferiores a 0,1 μm , mientras que el resto, caen en los campos definidos entre las rectas de 0,1 y 1 μm (Fig.8.1.5a). Estos resultados, indican cierta relación entre el tamaño de grano litológico y el tamaño de grano magnético, fundamentalmente en las granulometrías menores a 62 μm , ya que para la fracción arena esto no se cumple. Este comportamiento responde a las variaciones composicionales que dan entre las distintas fracciones granulométricas; la mayor proporción de litoclastos en la fracción arena, podría ser la respuesta a dicho fenómeno, ya que estos contienen en su interior pequeños granos de magnetita que incrementan el valor de la χ_{mra} . Por otra parte, se constató una mejor correlación entre la χ_{mra} y la χ_{bf} en las fracciones más finas (Fig.8.1.5b-c); mientras para estas últimas $R^2=0,85$, para las arenas $R^2=0,38$. Esto indica, que en las fracciones más finas, el valor de χ_{bf} está influenciado en mayor medida por el aporte relativo de magnetita, que en las fracciones más gruesas.

Con el objeto de determinar el aporte relativo de partículas ferrimagnéticas en cada fracción, se midió en cada caso el magnetismo remanente isoterma (MRI). Las curvas de MRI obtenidas durante los procesos de adquisición magnética, se indican a modo de ejemplo, en la Fig.8.1.6. En a) se representan las curvas originales y en b) las normalizadas. Las primeras, permiten estimar a partir del valor de saturación (MRIS), la proporción relativa de minerales ferrimagnéticos. En la fracción limo grueso de distintas unidades litológicas, se obtuvieron los valores de MRIS más elevados (entre 50 y 80 $\cdot 10^{-3}$ Am^2/kg), mientras que en la fracción limo fino-arcilla, se registraron los valores más bajos (entre 1,5 y 25 $\cdot 10^{-3}$ Am^2/kg); en las arenas y los limos medianos se constatan valores intermedios entre 28 y 40 $\cdot 10^{-3}$ Am^2/kg . El comportamiento de las curvas de MRI, corresponde al esperado para magnetita y/o titanomagnetita en todas las fracciones granulométricas. Al eliminar el efecto de la concentración, las curvas normalizadas (MRI/MRIS), brindan en éste caso, información acerca del tamaño de grano magnético. Thompson y Oldfield (1986), al analizar el comportamiento de la relación MRI/MRIS en muestras de magnetita y hematita de distintos tamaños de grano (entre 0,0625 – 1024 μm), encuentran que antes de

alcanzar la saturación, para un mismo campo aplicado, la relación MRI/MRIS es mayor en las muestras de grano grueso que en las de grano más fino; por lo tanto, las primeras alcanzan la saturación a campos más bajos que las últimas (Fig.3.6d). Los resultados obtenidos en la presente investigación, indican que la relación MRI/MRIS a campos menores a 100 mT es menor en las muestras de tamaño arena (< 62 μm) que en las de limo y arcilla (Fig.8.1.6b). Por ejemplo, mientras a 30 mT, la relación MRI/MRIS de las fracciones limo y arcilla varía entre 0,75 y 0,95, en las arenas es menor a 0,55. Al relacionar éstos resultados, con las curvas de magnetita y hematita indicadas, se infiere que el comportamiento de las curvas correspondientes a la fracción arena, se debería al mayor estado de oxidación de los granos de titanomagnetita tamaño arena muy fina (62-125 μm).

Al correlacionar la χ_{bf} con la MRIS, en las distintas fracciones granulométricas, se constata que R^2 es positivo en todos los casos, aunque notablemente mayor en las fracciones más finas ($R^2=0,90$) (Fig.8.1.7). Estos resultados indican que la χ_{bf} en las fracciones más finas se encuentra controlada específicamente por las especies ferrimagnéticas, mientras que en las fracciones más gruesas, el valor de χ_{bf} es también producto del aporte de otras especies magnéticas (antiferromagnéticas, paramagnéticas y diamagnéticas). Esto es consistente con la mayor variabilidad mineralógica registrada en las granulometrías más gruesas respecto a las más finas, como lo indican los análisis mineralógicos.

El proceso de magnetización inversa (backfield) al que fueron sometidas las distintas granulometrías luego de alcanzar la saturación, permitió determinar el valor de H_{cr} y S_{-300} . En la Fig.8.1.8/1-2 se indican las curvas normalizadas obtenidas para las distintas fracciones. Los valores de H_{cr} obtenidos corresponden a magnetita en todos los casos. Sin embargo, exceptuando las curvas correspondientes a muestras de niveles gley, para la fracción arena los valores de H_{cr} son en promedio más altos que para las otras fracciones. A fin de ejemplificar con mayor claridad este comportamiento, en la Fig.8.1.9 se indican los valores de H_{cr} obtenidos para las fracciones de dos muestras distintas. Ambas corresponden a horizontes de textura arcillosa del perfil Fogones de la Costa; a la izquierda del gráfico, se presentan las curvas obtenidas para las fracciones de un horizonte Bt sin carbonato de calcio y a la derecha, las de un horizonte gris verdoso, intensamente hidromorfizado y calcretizado. En el primer caso, puede observarse que los valores de H_{cr} son más elevados en las fracciones más gruesas que en las finas, siendo dicho comportamiento característico de todas las unidades litológicas ensayadas, excepto en los niveles gley; en estos últimos, tal como fuera señalado, este comportamiento no se cumple, ya que el incremento de H_{cr} en todas sus fracciones es debido a la formación de especies antiferromagnéticas durante la pedogénesis.

En el marco de estos resultados, un estudio realizado en laboratorio por Oliva (2005), indica que la coercitividad de la magnetita sintetizada en laboratorio bajo atmósfera controlada, varía con la proporción de oxígeno que presente ésta última. El autor constata que el tratamiento térmico de muestras de magnetita y carbonato de bario en atmósfera donde hay déficit de oxígeno conduce a una disminución en el campo coercitivo, mientras que al incrementar la proporción de aire en dicha atmósfera, se produce incremento de H_c . Si bien este ensayo no contempla todas las variables que actúan en la naturaleza, podría explicar el decrecimiento de la coercitividad en las fracciones más finas respecto a las más gruesas de los depósitos estudiados, en relación al estado de oxidación de los granos de magnetita. La proporción de oxígeno dentro de la estructura cristalina de la magnetita, estaría condicionando en este caso, el valor de coercitividad. De tal forma, las magnetitas de grano más fino se encontrarían menos oxidadas que las de grano grueso. Por otro lado, el incremento de H_{cr} que se registra en todas las fracciones granulométricas correspondientes a horizontes hidromórficos, se relacionaría con un aumento relativo de las especies antiferromagnéticas. Esto es consistente con los estudios de Bidegain et al. (1996), quienes destacan la disminución de Fe^{+2} en estos depósitos gris-verdosos y en consecuencia un incremento del Fe^{+3} . Respecto a este tipo de depósitos, los valores de S_{-300} , también indican mayor abundancia relativa de minerales “duros” del tipo hematita y goethita, fundamentalmente en la fracción fina. Mientras que en general los valores de S_{-300} son mayores a 0,90, en estos últimos llegan a 0,65 (Figs.8.1.8 y 8.1.10). Si bien el hidromorfismo se relaciona con condiciones ambientales reductoras, pobres o carentes en oxígeno libre, estas alternan con períodos de sequía que favorecen la oxidación parcial o total de la magnetita a goethita y/o hematita.

EL parámetro H_{cr} es utilizado junto con la relación $MRIS/\chi_{bf}$ para determinar la especie magnética. Con tal fin, las muestras graficadas en el gráfico de Peters y Dekkers (2003), con valores de H_{cr} entre 21 y 43 mT y de $MRIS/\chi_{bf}$ entre 6 y 13 kA/m, indican que las especies que dominan la señal magnética en los cuatro intervalos granulométricos son: magnetita, titanomagnetita y/o maghemita (Fig.8.1.11). Esto no significa que las especies antiferromagnéticas estén ausentes, sino que la señal magnética es dominada por los ferrimagnéticos.

Otros parámetros utilizados en estudios de magnetismo de rocas, son los del ciclo de histéresis. En la Fig.8.1.12, se indican los ciclos determinados para las distintas fracciones granulométricas, obtenidos al aplicar campos de hasta 1,5 T. En a), la susceptibilidad de alto campo ($\chi_{high\ field}$), definida por la pendiente de la curva; en b) se indican los ciclos corregidos por sustracción de la contribución de paramagnética y/o antiferromagnética. Los resultados indican que en la fracción limo fino-arcilla la $\chi_{high\ field}$ es generalmente mayor que en la fracción arena. Por Drx se constató en el intervalo granulométrico limo fino-arcilla, predominio de esmectitas tipo montmorillonita y

materiales amorfos; no se constató la presencia de hematita ni goethita, sin embargo, los análisis magnéticos realizados, indican que no habría que descartar su presencia. Más aún, considerando que el coeficiente S_{300} indica mayor concentración relativa de antiferromagnéticos en la fracción más fina de los depósitos estudiados, como ha sido señalado anteriormente. En b) se indican los parámetros M_s y M_{rs} obtenidos a partir de las curvas corregidas. Los resultados obtenidos indican para estos parámetros un comportamiento homólogo al del MRIS y al de χ_{bfr} , es decir, más elevados en la fracción limo grueso, intermedios en arenas y limos medianos, y más bajos en la fracción limo fino-arcilla. Las muestras de arena y limo grueso con valores de M_s semejantes a los de la fracción más fina, corresponden a niveles con intensa pedogénesis, sin embargo, el patrón de comportamiento indicado, se cumple en todos los casos, independientemente del grado de pedogénesis. A fin de determinar el rango de variación de los parámetros de histéresis para las distintas fracciones analizadas, las curvas obtenidas son representadas por separado. Para cada caso, se consignan las curvas corregidas para determinar el valor de M_s (a) y una ampliación del área que permite visualizar y determinar los valores de M_{rs} y H_c (b). Para la fracción arena (Fig.8.1.13), se constatan valores de M_s entre 20 y $450 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, sin embargo la mayor parte de las muestras tienen entre 150 y $280 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (a); para ésta misma fracción, los valores de M_{rs} son inferiores a $60 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y de H_c entre 7,5 y 13,5 mT (b). Los limos gruesos (Fig.8.1.14), tienen en general, valores de M_s entre 300 y $700 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, sólo en el caso de muestras correspondientes a facies de textura arcillosa, se obtuvieron valores inferiores a $100 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (a); los valores de M_{rs} son inferiores $90 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y los de H_c son semejantes a los anteriores (entre 6,25 y 12,2 mT) (b). Para la fracción limo mediano (Fig.8.1.15), se registraron valores de M_s variables entre 150 y $650 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (a), de M_{rs} entre 18 y $73 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (b); la fuerza coercitiva no supera en estos casos los 10 mT. Las curvas correspondientes a la fracción limo fino-arcilla (Fig.8.1.16), permitieron determinar valores de M_s inferiores a $175 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, de M_{rs} inferiores a $40 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y de H_c algo inferiores en promedio a los obtenidos en las granulometrías más gruesas. Por otra parte, al comparar los ciclos de histéresis de las distintas fracciones granulométricas correspondientes a muestras de dos horizontes con distinto grado de pedogénesis, se constató mayor concentración de ferrimagnéticos en el horizonte C (principalmente en sus fracciones arena y limo grueso-mediano) y una notable disminución de éstos últimos y mayor abundancia relativa de antiferromagnéticos y paramagnéticos en las fracciones limo fino y arcilla del horizonte Btkg (Fig.8.1.17).

Los valores de las relaciones interparamétricas H_{cr}/H_c y M_{rs}/M_s , son utilizados para estimar el tamaño de grano magnético de la fracción ferrimagnética. En la Fig.8.1.18 se indican los valores de estas relaciones, para las muestras analizadas. En a) se observa que la relación M_{rs}/M_s es en

general mayor en la fracción más fina y en b) que la relación H_{cr}/H_c si bien tiende a ser algo mayor en el limo grueso, es similar en las distintas fracciones; sólo algunas muestras se apartan de dicho rango. Estos parámetros magnéticos son graficados sobre el diagrama de Day-Dunlop (2002). Los resultados obtenidos, indican que la mayoría de los granos magnéticos son de tamaño PSD (pseudo dominio simple), como se indica en la Fig.8.1.18-c. Sin embargo, teniendo en cuenta el trabajo de Dunlop (2002), no habría que desestimar que se trate de una mezcla de granos DS (dominio simple) y multidominio (MD). El autor también indica que dentro del campo de mezcla DS+MD, el aumento de la relación M_{rs}/M_s y concomitante disminución de H_{cr}/H_c , es atribuido al incremento de partículas DS. De acuerdo a este comportamiento, las mediciones realizadas para el presente estudio, estarían indicando que en la fracción limo fino-arcilla habría en general mayor abundancia relativa de partículas DS que en las fracciones más gruesas. Estos resultados son consistentes con los obtenidos al graficar los valores de χ_{bf} y χ_{mra} en el gráfico de King et al. (1982). Del mismo modo, exceptuando la fracción arena, se constata cierta relación entre el tamaño de grano litológico y el tamaño de grano magnético. Por debajo de $62 \mu m$ el aporte relativo de partículas DS se incrementaría con la disminución del tamaño de partícula. Las partículas mayores a $62 \mu m$ se apartan de dicha tendencia general, debido a que presentarían un mayor estado de oxidación.

8.2 Comportamiento de los parámetros magnéticos en los perfiles estudiados: mediciones realizadas sobre muestra total.

A continuación se indica el comportamiento de los parámetros magnéticos medidos para los 7 perfiles estudiados. Estos se analizan teniendo en cuenta las características de las unidades litológicas, tales como, textura, estructuras primarias y rasgos pedogenéticos. A partir de la medición de muestras cúbicas extraídas cada 5 y 15 cm de separación, se construyeron curvas de variación de los parámetros: κ , χ_{bf} , $\chi_{df\%}$, MRA, χ_{mra} y χ_{mra}/χ_{bf} en función de la profundidad. Otros parámetros como MRIS, H_{cr} , S_{300} , M_s , M_{rs} y H_c se determinaron para un conjunto menor de muestras que fueron seleccionadas, teniendo en cuenta el comportamiento de los parámetros magnéticos analizados anteriormente. Una vez realizado el análisis particular de los parámetros magnéticos de cada perfil, se realiza un análisis comparativo entre los mismos.

Con el objeto de no redundar en descripciones repetitivas, se hará referencia a las unidades litológicas descritas en el capítulo 7, haciendo mención al nombre informal designado; cuando el caso lo justifique, se indicará nuevamente alguna de las características geológicas que se pretenda resaltar.

8.2.1 Perfiles de Susceptibilidad magnética (κ , χ_{bf}), susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$), magnetismo remanente anhistérico (MRA, χ_{mra}) y relación χ_{mra}/χ_{bf} .

- *Punta San Andrés*

En la Fig.8.2.1 se indican las curvas correspondientes a los parámetros magnéticos que se analizan en el presente inciso, para el perfil Punta San Andrés.

A lo largo del perfil, la susceptibilidad magnética (κ y χ_{bf}) refleja variaciones en la composición litológica, registrándose valores bajos, intermedios y altos. El valor κ más elevado es de $690 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ y se obtuvo en el sector basal del acantilado sobre depósitos de relleno de canal; el valor más bajo es de $20 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ y corresponde a los niveles calcáreos del sector medio del acantilado; en horizontes B de paleosuelos se obtienen valores de κ intermedios, aunque el rango de variación registrado es considerablemente amplio, entre 170 y $500 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Este parámetro, medido "in situ", es muy sensible a las variaciones litológicas que se dan en superficie o a menos de 1 cm de profundidad sobre el frente del perfil, permitiendo obtener un registro detallado de κ . Las diferencias puntuales registradas entre κ y χ_{bf} son debidas al muestreo y toma de medidas. La imposibilidad de extraer muestras de tosca dura con el muestreador de hidrobronce hace que la presencia de los niveles calcáreos más duros no se vea reflejada en la curva de χ_{bf} . A pesar de ello, los resultados indican un comportamiento promedio semejante entre ambas curvas. De tal forma, en los valores más bajos corresponden a niveles calcáreos (entre 20 y $60 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$), los intermedios a horizontes B de paleosuelos (entre 110 y $250 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) y los más elevados se obtienen en rellenos de paleocauces, llanuras de inundación y depósitos de loess con escasa evidencia de rasgos pedológicos.

Los valores de $\chi_{df\%}$, son en general mayores a 2 % y menores a 6,3 %. Los más elevados, se obtienen en horizontes B de paleosuelos y en niveles que presentan rasgos de bioturbación, los cuales son más notables en la sección media del perfil, particularmente en la base de la unidad psa-E que contiene las toscas en candelabro y en los paleosuelos que se desarrollan entre los niveles de tosca T2 y T4. Si bien estos resultados indican variaciones en el contenido de magnetita SP a lo largo del perfil, los valores registrados no serían suficientes para atribuir los picos de incremento de χ_{bf} a su presencia.

El MRA y la χ_{mra} presentan el mismo comportamiento que χ_{bf} ; la primera varía entre 90 y $2600 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$, y la segunda entre 250 y $3400 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Sin embargo, al eliminar el efecto causado por las variaciones en la concentración de minerales ferrimagnéticos, mediante la relación χ_{mra}/χ_{bf} , la forma de la curva se ve modificada. Esta relación es en general mayor a 7, y los

picos más elevados se encuentran alrededor de 11. Estos últimos se registran en relación a horizontes Bt, con estructura en bloques angulares muy marcada y rasgos de bioturbación abundantes, principalmente de origen vegetal. Además, cabe señalar, que los agregados que conforman la estructura pedogenética de estos horizontes de paleosuelo, se caracterizan por ser muy duros; esta particularidad, le confiere a estos niveles un aspecto quebradizo de fácil reconocimiento en el campo.

- *San Eduardo del Mar*

La χ_{bf} de los depósitos que constituyen el perfil **San Eduardo del Mar (SEM)**, varía entre 60 y 400 x 10⁻⁸ m³/kg (Fig.8.2.2). La curva correspondiente a este parámetro, permite diferenciar variaciones notables en el contenido relativo de titanomagnetitas a lo largo del perfil, permitiendo diferenciar 4 paquetes sedimentarios de distinta potencia, conformados por una o varias unidades litológicas. En el sector basal del acantilado, se constata un paquete sedimentario de textura arcillosa, denominado unidad *sem-A*, con valores inferiores a 80 *10⁻⁸ m³/kg; dentro de esta unidad, los picos de χ_{bf} que se apartan de la tendencia registrada, corresponden al relleno de crotovinas que se atribuyen a roedores. Por encima de esta unidad, se constata un fuerte incremento de χ_{bf} , la cual varía en general, entre 250 y 350 *10⁻⁸ m³/kg; exceptuando la caída registrada en el tope del paleosuelo correspondiente a la unidad *sem-B*, estos valores se mantienen relativamente estables a lo largo de aproximadamente 8 m de espesor, hasta la unidad *sem-E* inclusive. Por encima de esta última, la χ_{bf} decrece a 150 *10⁻⁸ m³/kg, con mínimas variaciones en torno a dicho valor; esta caída ocurre en la unidad *sem-F*, un paquete sedimentario intensamente pedogenizado, con rasgos de iluviación argílica e hidromorfismo. Un nuevo incremento de este parámetro, con valores altos, semejantes a los registrados en las unidades precedentes, corresponde a la unidad *sem-G* de origen fluvial, que marca la culminación del registro sedimentario en dicha sucesión. Cabe señalar, que los niveles calcáreos que se indican en el perfil geológico de San Eduardo del Mar, no se ven reflejados en la curva de χ_{bf} , porque no fueron muestreados debido a su gran dureza y el método de muestreo utilizado.

La curva de $\chi_{fd\%}$ obtenida para los depósitos del perfil San Eduardo del Mar, permite constatar para la mayoría de estos últimos, valores inferiores a 4 % y en general mayores a 2 %; el valor más alto registrado, cercano a 10 %, corresponde a la medición realizada sobre un clasto de tierra cocida color anaranjada. Estos resultados, indican proporciones de magnetita SP semejantes a lo largo de toda la sucesión, por lo que no es posible establecer una clara relación con las unidades litológicas diferenciadas. Sólo puede advertirse un leve incremento hacia el tope del acantilado.

Las curvas de MRA y χ_{mra} presentan un comportamiento semejante al de χ_{bf} , excepto en la unidad sem-F. En el sector basal, el MRA varía entre 360 y 580 $\cdot 10^{-6}$ Am²/kg y la χ_{mra} entre 450 y 750 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg, y en el sector medio-superior, entre 1000 y 1550 $\cdot 10^{-6}$ Am²/kg y entre 1500 y 2000 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg, en el mismo orden. Por el contrario, la curva correspondiente a la relación χ_{mra}/χ_{bf} , presenta un comportamiento opuesto al de la χ_{bf} a lo largo de toda la sucesión de estratos. Estos resultados, evidencian variaciones notables en la concentración de magnetita DS; así, en los sedimentos arcillosos de la base del perfil y en la unidad sem-F conformada por una sucesión de horizontes Btg superpuestos, se constataron las mayores concentraciones de dichas partículas (χ_{mra}/χ_{bf} entre 8 y 11,5). En el resto de las unidades litológicas, los valores de esta relación interparamétrica, son más bajos, aunque generalmente mayores a 5. Esto permite constatar mayores concentraciones de magnetita DS en los niveles más pedogenizados.

- *Fogones de la Costa*

La curva de κ del perfil “**Fogones de la Costa**”, evidencia contrastes definidos entre valores altos y bajos, que se repiten de manera cíclica a lo largo de su espesor y permite establecer la existencia de 6 ciclos climáticos, seco-húmedo. El parámetro κ , varía entre 5 y 700 $\cdot 10^{-5}$ SI, mientras que χ_{bf} entre 7 y 346 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg (Fig.8.2.3). Los valores más elevados, se registran en niveles que evidencian menor grado de pedogénesis. Los picos de χ_{bf} superiores a 250 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg, denotan el comienzo de nuevos ciclos de sedimentación. En horizontes Btg de paleosuelos, este parámetro decrece hasta valores cercanos a 90 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg y en horizontes Btkg hasta 25 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg. Las facies carbonáticas se encuentran ampliamente representadas en Fogones de La Costa y son ellas las que proporcionan la caída más significativa de este parámetro, registrándose valores inferiores a 10 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg, como ocurre en las calcretas pulverulentas que se hallan por debajo de los diamictos.

La $\chi_{df\%}$, varía entre 0,5 y 9,5 % a lo largo del perfil Fogones de la Costa, pero en la mayoría de los depósitos es inferior a 3,8 %, lo que estaría reflejando un pequeño aporte de magnetita SP en general. Cabe aclarar, que los valores mayores a 5 % corresponden a un depósito de textura arcillosa, con rasgos hidromórficos, calcretización pedogenética intensa y bajos valores de χ_{bf} (fc-E); por el contrario, en horizontes gley sin depósitos calcáreos, se obtienen los valores de χ_{bf} y de $\chi_{df\%}$ más bajos. En estos últimos, los procesos de hidromorfismo intenso habrían favorecido la destrucción de partículas SP. Estos registros, confirman interpretaciones anteriores referidas al origen y decaimiento de la señal magnética por pedogénesis y meteorización, mencionadas anteriormente.

- *Centinela del Mar*

En el perfil **Centinela del Mar**, la χ_{bf} varía entre 20 y $430 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; para esta distribución, la mediana ($Md_{50\%}$) fue determinada en $250 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. La curva de χ_{bf} , evidencia oscilaciones definidas por una alternancia entre valores altos, intermedios y bajos (Fig.8.2.4); por la misma se diferencian 4 pulsos de mayor aporte de minerales ferrimagnéticos. Los picos se corresponden con depósitos que presentan texturas de granulometría intermedia, como ser franco-limosas y francas; valores intermedios se obtienen en horizontes B de paleosuelos, diamictos y depósitos arenosos; la caída más significativa de este parámetro se registra en niveles calcáreos y horizontes B con rasgos de hidromorfismo y calcretización.

Los valores de $\chi_{df\%}$ son en general inferiores a 4 %, como se indica en la misma figura. Los resultados denotan escaso o nulo aporte de magnetita SP en la secuencia de Centinela del Mar, aunque cabe señalar, que en la unidad cdm-C se registra cierto incremento respecto a las unidades infra y suprayacentes ($\chi_{df\%}$ entre 3,5 y 4 %). En dicha unidad se constata bioturbación de vermes sobre paleosuelos que alternan con delgadas capas calcáreas que llegan a conformar un nivel de las tosca en enrejado; este último muy característico en la tercio inferior del perfil.

El MRA varía entre 40 y cerca de $1400 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$, y la χ_{mra} entre 80 y $1950 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Las curvas correspondientes, presentan el mismo comportamiento que la χ_{bf} , tal como se viene registrando en el resto de los perfiles. La relación χ_{mra}/χ_{bf} varía entre 2,5 y 9,5; la curva correspondiente al dicho parámetro, permite establecer la existencia de dos unidades litológicas con mayor aporte relativo de partículas magnéticas DS, como se indica en la figura. Esto ocurre en relación a los horizontes más pedogenizados, ya sea el paleosuelo de la unidad *cdm-C*, como la paleolaguna *cdm-F*. Sin embargo, cabe destacar, que si bien se constatan variaciones en la concentración relativa de partículas DS a lo largo de todo el perfil geológico, en los niveles de la sección media-inferior, ésta es en promedio mayor, que en los niveles de la sección superior.

- *Bahía de los Vientos*

En **Bahía de los Vientos (BV)**, la χ_{bf} varía entre 70 y $420 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Este parámetro denota variaciones notables a lo largo del perfil geológico (Fig.8.2.5). Los valores de χ_{bf} más altos ($375 \pm 25 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) corresponden a la sección media del perfil, donde se registran niveles de textura franco-arcillo-arenosa (unidades *bv-D* y *bv-E*); valores intermedios, determinados en $\chi_{bf}=200 \pm 50 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, se registran en relación a las unidades de la base del perfil (*bv-A* y *bv-B*) y en las unidades de textura franca y franco-arenosa de la sección media superior (*bv-F* y *bv-G*); valores menores a $200 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, se obtienen en las unidades con mayor contenido de arcilla, rasgos hidromórficos y carbonato de calcio, del perfil, tanto en el tercio inferior como en el superior. Los

depósitos de loess indicados como bv-I, presentan valores algo más elevados que las unidades infra y suprayacentes. Teniendo en cuenta el comportamiento promedio de este parámetro, es posible diferenciar tres grandes paquetes sedimentarios: dos con valores promedio bajos a intermedios, correspondientes a los paquetes sedimentarios más antiguos y más jóvenes del perfil, y un paquete con valores promedio más altos, que abarca aproximadamente 1/3 del espesor total del perfil en la sección media del mismo (unidades bv-D y bv-E). La caída de χ_{bf} , se vincula a períodos interglaciales, de mayor humedad relativa y menor tasa de sedimentación, lo cual habría favorecido la destrucción de las titanomagnetitas por efecto de la pedogénesis (Bidegain et al., 2001; Orgeira et al., 2002). Los picos de incremento de χ_{bf} se atribuyen a un mayor aporte de granos de titanomagnetita detrítica durante períodos glaciales, en un paisaje donde el espacio de acomodación habría favorecido la acumulación de sedimentos. Por encima de la tosca T2, se registra un paulatino decrecimiento de la χ_{bf} hacia el tope del acantilado, que denota una mayor incidencia de los procesos pedogenéticos en los depósitos más jóvenes del perfil. Los valores de χ_{bf} que se apartan del comportamiento promedio de cada paquete sedimentario, corresponden a variaciones litofaciales.

La curva de $\chi_{df\%}$, indica que la mayor parte de los depósitos que conforman la sucesión del perfil Bahía de los Vientos, tiene escasa proporción de magnetita SP, ya que en estos casos dicho parámetro varía entre 1,5 y 3,1 %. Un número menor de muestras, presentó valores cercanos a 5 %, que evidencian un aumento relativo de estas partículas magnéticas ultrafinas (< 30 nm); estos picos de incremento, se registran en relación a niveles que se encuentran fuertemente pedogenizados y calcetizados, uno en el tope de la unidad bv-E, donde se desarrolla la tosca T2 y otro en la unidad bv-H, en relación a la tosca T5.

El MRA varía entre 200 y 1900 $\cdot 10^{-6}$ Am²/kg, sin embargo la mayoría de los depósitos tiene valores inferiores a 1000 $\cdot 10^{-6}$ Am²/kg (c). La curva de χ_{mra} varía entre 200 y 2700 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg y tiene el mismo comportamiento que MRA (d). Los valores más elevados, se obtienen en la sección media del acantilado (unidad bv-E) y contrastan notablemente con el resto, incrementándose en un factor máximo cercano a 10. La relación χ_{mra}/χ_{bf} es en general inferior a 5, sin embargo la presencia de picos con valores superiores definidos entre 6 y 8, permiten establecer la existencia de tres niveles litológicos con mayor abundancia relativa de partículas DS. Estos picos de incremento se registran en el tope de las unidades bv-C, bv-E y bv-I, donde se constatan los niveles calcáreos, T1, T2 y T7. De acuerdo a éstos resultados, cabe destacar, que el comportamiento de la χ_{bf} a lo largo del perfil de Bahía de los Vientos, refleja mayor aporte de materiales terrígenos a la cuenca, durante la formación de las unidades bv-D y bv-E. A su vez, en ésta última, el pico de incremento de los parámetros de anhistéresis, denota la formación

autigénica de magnetita DS durante la pedogénesis de la misma; sin embargo, la destrucción de los granos de titanomagnetita detrítica habría sido poco significativa, ya que la χ_{bf} no evidencia decrecimiento. Esto es consistente con el escaso grado de desarrollo pedogenético que presenta dicha unidad.

- *Punta negra*

En **Punta Negra**, la χ_{bf} varía entre 45 y 690 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg, sin embargo, todos los depósitos presentan en general valores relativamente altos que oscilan entre 270 y 400 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg, es decir, dentro de un intervalo más acotado (Fig.8.2.6). La sección inferior y media del perfil, que abarca aproximadamente unos 4 m de espesor (unidades *pn-A* hasta *pn-D*), presenta valores que oscilan levemente alrededor de 350 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg, manteniéndose relativamente constantes dentro de un rango de susceptibilidad limitado. Es decir, que si bien en este paquete sedimentario se constatan fluctuaciones en el contenido de magnéticos, estas son menores en comparación al incremento registrado en la unidad *pn-E*, que se encuentra por encima. Tal es así, que en la base de dicha unidad, se obtiene un pico máximo que duplica el valor medio de la unidad anterior (700 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg). Éste pico, se vincula a un depósito de textura arenosa, con escasa o nula evidencia de pedogénesis, por cuanto se relaciona con un período de mayor aridez. A partir de esta unidad, si bien se constatan oscilaciones de la χ_{bf} , esta disminuye paulatinamente hacia los depósitos más jóvenes. De tal forma, los registros más bajos de este parámetro se obtienen en la sección superior del perfil, sobre el nivel de calcretas arcillosas que se desarrolla en el tope de la unidad *pn-F*. En relación a otros niveles calcáreos si bien este parámetro también decrece al aumentar el contenido de carbonato de calcio, la disminución no resulta tan abrupta como en otros casos.

La curva de $\chi_{df\%}$, si bien evidencia variaciones en la abundancia relativa de partículas superparamagnéticas a lo largo del perfil Punta Negra, los valores de este parámetro se encuentran comprendidos principalmente entre 2 y 4 %, mientras que los valores de $\chi_{df\%}$ más altos, son aislados y superan levemente a los mencionados. Los valores más bajos se registran en las unidades de textura más gruesa, en este caso franco-arenosas, donde estos valores indican escaso o nulo aporte de partículas SP; los incrementos más notables coinciden con niveles de tosca laminar.

El MRA varía entre 160 y 2350 $\cdot 10^{-6}$ Am²/kg y la χ_{mra} entre 210 y 3200 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg. Si bien el rango de variación registrado resulta muy amplio, cabe destacar que las unidades litológicas del sector inferior y medio del acantilado tienen valores de MRA que varían dentro de un intervalo más pequeño; de tal forma, el MRA en este sector varía entre 900 y 1300 $\cdot 10^{-6}$ Am²/kg y la χ_{mra} entre 1300 y 1700 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg. El comportamiento de la curva de estos parámetros es semejante al de

la curva de χ_{bf} , excepto en las unidades pn-E y pn-F. En la primera, se registra incremento de χ_{bf} y no de los parámetros de anhistéresis; por el contrario, en la segunda, el incremento más notable de estos últimos, no se relaciona con un aumento de χ_{bf} . Estos comportamientos indican para el primer caso, predominio de la señal ferrimagnética detrítica y para el segundo caso, incremento de magnetita fina de origen pedogenético; cabe señalar, que este último comportamiento es consistente con el aumento de la fracción arcilla y el carbonato de calcio. La relación χ_{mra}/χ_{bf} varía entre 3 y 6 en la mayoría de los casos. La forma de esta curva, a diferencia de las anteriores, indica mayores variaciones en el contenido de magnetita DS a lo largo del perfil y refleja con mayor exactitud los cambios litológicos que se registran en el mismo. En las unidades de textura más gruesa y con menor grado de pedogénesis se obtienen los valores más bajos de la relación χ_{mra}/χ_{bf} , mientras que en relación a los niveles calcáreos que se desarrollan en el tope de los distintos ciclos sedimentarios se registran los incrementos más notables.

- *Balneario Los Ángeles*

En el acantilado de **Balneario Los Ángeles**, se registran valores de χ_{bf} entre 25 y $440 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, con un intervalo de mayor frecuencia definido entre 210 y $360 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, correspondiente a las unidades de sector medio e inferior del perfil (Fig.8.2.7). Los valores más bajos se obtienen en el tope de la unidad *bla-D*, donde se registran depósitos calcáreos. Si bien las variaciones registradas por debajo de estos últimos, pierden relevancia respecto a las que se dan por encima, también se registran fluctuaciones que evidencian variaciones en la litología magnética y el grado de pedogénesis. De tal forma, valores relativamente altos corresponden a depósitos de relleno de canal y planicies aluviales de textura franco-arenosa y escasos rasgos de pedogénesis, y valores relativamente bajos a niveles calcáreos y horizontes arcillosos de paleosuelos.

La $\chi_{df\%}$ presenta mayores fluctuaciones en la sección media-inferior del perfil, que en la superior; por debajo del tope de *bla-D2*, éste parámetro varía entre 2,5 y 5 %, y por encima, entre 1 y 2 %. Estos valores indican escaso o nulo aporte de partículas SP en el perfil de Balneario Los Ángeles, sin embargo, en sus depósitos más antiguos el contenido de éstos minerales ultrafinos es en promedio mayor que en los más jóvenes.

El MRA varía entre 60 y $1800 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$, la χ_{mra} entre 90 y $2600 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ y la relación χ_{mra}/χ_{bf} entre 2,5 y 7,5. El comportamiento de estos parámetros es similar al de χ_{bf} . El pico máximo de los parámetros de anhistéresis se registra en la unidad *bla-C*, ubicada en la sección inferior del acantilado, donde se constata un depósito franco-arenoso que presenta rasgos de pedogénesis y calcetización. Por encima de este nivel, se constata un decrecimiento paulatino de estos parámetros hasta la unidad *bla-E*, donde se registra la caída más notable de MRA y χ_{mra} . Esta

última coincide con los registros más bajos de χ_{bf} , donde se constata un marcado incremento de rasgos hidromórficos, particularmente expresados por la abundancia de nódulos de hierro y oxihidróxidos de aspecto terroso que le otorgan a la unidad una coloración amarillenta (posiblemente goethita). Por encima de esta unidad, si bien se registra un nuevo incremento de estos parámetros, estos no llegan a ser tan altos como los registrados en la unidad bla-C. Estos resultados, evidencian en promedio, una disminución en el aporte relativo de magnetita fina, desde la base hacia el tope del acantilado.

8.2.2 Magnetismo remanente isotermal (MRI)

8.2.2.a Adquisición

Las curvas de adquisición magnética fueron obtenidas en distintos laboratorios, mediante equipos diferentes. Un conjunto de muestras fue medido en el laboratorio de Paleomagnetismo de la ciudad de Tandil (IFAS-UNICEN) y otro en el laboratorio de Física de la UNLP. En el primero se utilizó un magnetizador de pulso ASC Scientific modelo IM-10-30 y un magnetómetro rotativo marca Molspin; en el segundo, un magnetómetro de muestra vibrante (MMV o VSM en inglés) marca Lakeshore 7404. En la Fig.8.2.8 se representan los resultados obtenidos en ambos laboratorios. Las diferencias más notables halladas en el proceso de adquisición magnética son claramente producto del método y los equipos de medición utilizados. Mientras que las muestras medidas en el IFAS evidencian por debajo de 200 mT, un paulatino incremento de la magnetización al aplicarle pulsos magnéticos crecientes, las muestras medidas en La Plata con el VSM adquieren mayor magnetización. Por ejemplo, mientras que a 40 mT las muestras medidas en Tandil han adquirido alrededor del 50 % de su magnetización de saturación, las medidas en La Plata superan el 80 % y algunas han alcanzado la saturación. Además, cabe resaltar, que en estas últimas, entre 40 y 300 mT de campo aplicado, se registra un hombro con valores de magnetización superiores a los de saturación, que estaría reflejando una respuesta anormal y ajena al comportamiento magnético de los minerales presentes en los sedimentos estudiados. En consecuencia, para estas últimas curvas se consideran los valores de magnetización adquiridos por encima de 400 mT, es decir, cuando prácticamente han alcanzado la saturación.

En la Fig.8.2.9 se representan las curvas de adquisición sin normalizar, correspondientes a distintas unidades litológicas de la zona de estudio. Por encima de los 300 mT de campo aplicado, la magnetización adquirida por las muestras se mantiene estable o bien su incremento resulta muy pequeño; es decir, que a dicho campo, los sedimentos analizados han alcanzado la saturación (MRIS) o bien se encuentran cerca de alcanzarla. Este comportamiento responde a la

presencia de magnetita y/o titanomagnetita (op.cit.), y los valores de MRIS a su abundancia relativa en las distintas facies sedimentarias. Los depósitos de textura más gruesa (limo-arenosa) y menos pedogenizados (horizontes C y BC), presentan los valores de MRIS más elevados; a medida que se incrementa el contenido de arcilla y decrece la proporción de titanomagnetitas por efecto de la pedogénesis, los valores de MRIS disminuyen, registrándose valores intermedios en horizontes Bt y los más bajos en niveles gley y calcretas. De tal forma, se constata la utilidad de dicho parámetro en la estimación de distintos grados de desarrollo pedogenético, cuando la representación de la magnetización adquirida se realiza mediante las curvas sin normalizar, como ya fuera señalado originalmente por el Dr. Bidegain, en trabajos anteriores.

Para otro conjunto de muestras, se midió el MRI a 1T (MRI_{1T}), que en función de los resultados obtenidos coincide con el valor de MRIS y resulta un buen indicador del contenido relativo de ferrimagnéticos. Esto se realizó a fin de constatar la correlación lineal (R^2) entre éste parámetro y la χ_{bf} , en muestras seleccionadas con distinto grado de desarrollo pedogenético. Los resultados obtenidos indican buena correlación entre ambos parámetros (Fig.8.2.10); esto permite constatar, que la χ_{bf} de los sedimentos estudiados es controlada principalmente por la contribución ferrimagnética, aún cuando ésta última se encuentra en bajas proporciones y los minerales paramagnéticos y diamagnéticos predominan en cantidad. Tal es así, que en niveles con elevado contenido de carbonato de calcio, la caída de la χ_{bf} no sólo responde al incremento de minerales diamagnéticos, sino también a la disminución de la fase ferrimagnética. En tal sentido, si bien la medición del MRI_{1T} no fue realizada con el mismo grado de detalle que la χ_{bf} a lo largo de cada perfil geológico, se advierte que el patrón de comportamiento de ambos parámetros sería coincidente.

A continuación se indican los valores de MRI_{1T} obtenidos para un grupo de muestras seleccionadas, representativas de distintas unidades depositacionales y postdepositacionales. Cabe señalar, que éste parámetro no ha sido determinado para todas las unidades litológicas diferenciadas en cada perfil; en tal sentido, se considera inapropiada su representación gráfica en función de la profundidad.

En **Punta San Andrés**, los valores de MRI_{1T} varían entre 1,8 y $53 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. Los valores más altos, mayores a $30 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, se registran en relación a depósitos de relleno de canal y planicies de inundación con rasgos de bioturbación; valores de saturación entre 15 y $30 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ se obtienen en relación a horizontes Bt y Bit, mientras que en niveles calcáreos masivos y mamelonares por lo general este parámetro es inferior a $10 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$.

En la localidad de **San Eduardo del Mar** (SEM), el rango de variación y la distribución de frecuencias de este parámetro son semejantes al de Punta San Andrés, sin embargo, como estas

sucesiones sedimentarias son distintas, el comportamiento de la misma en función de la profundidad difiere. Los valores más bajos (cercanos o inferiores a $10 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$), se obtienen en el sector basal del acantilado, sobre depósitos arcillosos vinculados a ambientes de pantano y horizontes Bt. Valores intermedios (entre 15 y $40 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$), se registran en el paleosuelo arcilloso de la unidad *sem-F*; en este último caso, los más bajos dentro de dicho rango, corresponden al tope del paleosuelo y los más altos a su base. En las unidades de textura franca y franco-limosa del sector medio de la sucesión, este parámetro varía entre 40 y $50 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, mientras que en la unidad *sem-G* del tope del perfil se obtienen valores mayores a $50 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$.

En el perfil **Fogones de la Costa** (FC), el MRI_{1T} varía entre 1 y $42 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (c). Si bien la tendencia de este parámetro respecto a las características de las unidades litológicas, es semejante a la registrada en los perfiles anteriores, los valores absolutos son en general más bajos. En la sección inferior y superior del perfil se registran horizontes iluviales, algunos con abundantes rasgos hidromórficos, para los cuales el MRI_{1T} es en general inferior a $20 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$; las muestras que arrojaron los valores de saturación más altos, corresponden a depósitos aluviales de textura limosa, loess y loessoides menos pedogenizados, entre los cuales se reconocen horizontes BC y Bw.

En la localidad de **Centinela del Mar** (CDM), el intervalo de variación obtenido para MRIS es de 4 a $57 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, aunque se constata mayor proporción de depósitos con valores de saturación mayores a $35 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$.

En el perfil de la localidad de **Bahía de Los Vientos** (BV), el contraste máximo entre valores altos y bajos de MRIS, se obtiene entre las unidades de textura arcillosa (*bv-C* y *bv-D2*) y las de textura arenosa (*bv-B* y *bv-D1*). Las primeras, tienen valores de MRIS inferiores a $10 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y las segundas alcanzan máximos de $80 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, aunque cabe señalar, que en general son inferiores a $40 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. Valores intermedios, se constatan en depósitos de texturas franco-arcillosa (*bv-E*) y franco-arcillo-arenosas (*bv-F*).

En **Punta Negra** (PN), la mayor parte de las muestras tiene valores de saturación entre 30 y $60 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. Estos valores corresponden a los depósitos franco-arenosos del sector basal y medio del perfil. Valores inferiores, cercanos a $10 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, se obtienen en niveles de calcretas arcillosas y alrededor de $20 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, en calcretas laminares. Los valores más elevados, (entre 65 y $80 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$), se obtienen en los depósitos de textura más gruesa (franco-limosa y arenosa) correspondientes a las unidades *pn-E* y *pn-F*.

En los acantilados de **Balneario Los Ángeles (BLA)**, el perfil geológico estudiado, presenta valores de MRIS entre 30 y $50 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. Valores intermedios ($\sim 25 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$) se obtuvieron en los diamictos con tosca del tope del acantilado (*bla-F*) y más bajos en la unidad arcillosa (*bla-E*).

Los valores de $\text{MRI}_{1\text{T}}$ consignados, denotan variaciones en el contenido de ferrimagnéticos de un perfil a otro, sin embargo, el patrón de comportamiento es el mismo en todos los casos: decrece con la pedogénesis respecto al material parental.

En la Fig.8.2.11 se representan las curvas de distribución de frecuencias de las relaciones **$\text{MRI}_{100\text{mT}}/\text{MRIS}$ y $\text{MRI}_{300\text{mT}}/\text{MRIS}$ (a) y la curva de MRIS (b)**. La primera indica que a 100 mT todas las muestras han adquirido al menos una magnetización equivalente al 70 % de la magnetización de saturación; la segunda, indica que a 300 mT la gran mayoría de las muestras está muy cerca de alcanzar la saturación, como se indicó anteriormente. En este último caso, la curva permite constatar que el 90 % de las muestras analizadas ha adquirido más del 94 % de la magnetización máxima que pueden alcanzar ($\text{MRI}_{0,3\text{T}}/\text{MRI}_{1\text{T}} > 0,94$). Otro aspecto a resaltar, es que la magnetización adquirida por las distintas muestras a 100 mT, varía de una muestra a otra, mientras que a 300 mT la mayoría ha alcanzado la saturación. De acuerdo a Thompson y Oldfield (1986), la relación MRI/MRIS adquirida por la magnetita, a campos menores a 100 mT, disminuye con el decrecimiento de su tamaño de grano magnético. Al aplicar ésta relación en el estudio de estos depósitos, se observa que los valores más altos del parámetro $\text{MRI}_{100\text{mT}}/\text{MRIS}$ corresponden a los de textura más fina con evidencia de intensa pedogénesis y los valores más bajos a los depósitos de textura más gruesa y menos pedogenizados (Fig.8.2.11).

La distribución de frecuencias de los valores del MRIS obtenida para los depósitos que afloran en los acantilados del sector costero comprendido entre Chapadmalal y el sur de Necochea, indica valores mínimos de MRIS de $1 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y máximos de $80 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (Fig.8.2.11b). La curva está conformada por un tramo central de mayor pendiente y frecuencia, y dos colas. La primera indica que el 60 % de la población analizada presenta valores de MRIS entre 30 y $53 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, que corresponden a las facies de granulometría intermedia; la cola conformada por valores inferiores a $30 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, representa a los depósitos de granulometría más fina, más pedogenizados y a las facies calcáreas, mientras que la cola constituida por valores mayores a $53 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, la que constituye el intervalo de menor frecuencia, corresponde a los sedimentos de granulometría arenosa.

8.2.2.b Campo Inverso

Con el objeto de determinar el valor de H_{cr} y $S_{.300}$, se analizan las curvas de magnetización inversa adquirida hasta 350 mT de campo aplicado, luego de haber alcanzado la saturación. Para todos los

perfiles se indican las curvas de las muestras analizadas en figuras independientes y estas últimas se presentan con la misma estructura: en (a) se indican las curvas normalizadas y en (b) un detalle de los valores de H_{cr} obtenidos. Además, a partir de los datos obtenidos, se construyeron diagramas de barras para representar la tendencia de estos parámetros en relación a los niveles diferenciados y en cuanto a su edad relativa.

En la Fig.8.2.12 se indican las curvas obtenidas para muestras del perfil **Punta San Andrés**. Los resultados indican que H_{cr} varía entre 22 y 30 mT y S_{-300} entre 0,83 y 0,94. En facies arcillosas asociadas a horizontes Bt de paleosuelos y algunos horizontes cálcicos, los valores de H_{cr} son más bajos que en facies de granulometría más gruesa. En la Fig.8.2.13, se representan los valores de H_{cr} obtenidos para las distintas unidades; en dicho gráfico se constata un claro decrecimiento de este parámetro en la sección media del acantilado, donde yace el paquete sedimentario constituido por horizontes Btg de paleosuelos que contienen las toscas en candelabro. El coeficiente S_{-300} indica un predominio de la fracción ferrimagnética en los depósitos de Punta San Andrés; las pequeñas variaciones denotan diferencias mínimas en el aporte relativo de fases antiferromagnéticas entre las distintas unidades litológicas.

Para el perfil **San Eduardo del Mar (SEM)**, se escogieron muestras representativas de distintas unidades litológicas y se analiza también un clasto de tierra cocida (Fig.8.2.14). El coeficiente S_{-300} , si bien denota predominio de la señal ferrimagnética, indica mayor aporte relativo de minerales “duros” como hematita y goethita en los niveles arcillosos de la base (unidades *sem-A* y *sem-B*). En estos últimos, el coeficiente S_{-300} varía entre 0,80 y 0,90, mientras que en las unidades del sector medio y superior del perfil, es mayor a 0,92. En la muestra de tierra cocida, este coeficiente ($S_{-300} = 0,43$), indica la presencia de hematita en la composición mineralógica de la misma; sin embargo, su presencia en los niveles de la base no llega a contrarrestar la señal predominante de las titano-magnetitas, ya que en estos últimos, S_{-300} es mayor a 0,85. Los valores de H_{cr} se encuentran dentro del rango establecido para magnetita y titano-magnetita, incluso para la muestra de tierra cocida. En el sector basal de las unidades fluviales y aluviales, de textura más gruesa (*sem-D*, *sem-E* y *sem-G*), se registran los valores de H_{cr} más altos, mientras que en los horizontes arcillosos más pedogenizados se constatan los valores más bajos, como se indica en la Fig.8.2.15. Las variaciones de este parámetro, registradas a lo largo del perfil, denotan la existencia de períodos climáticos de mayor humedad relativa, con valores de H_{cr} inferiores a 30 mT, representados por las facies de pantano y horizontes B de paleosuelos. En la unidad *sem-D*, la presencia de crotovinas es relevante, aunque cabe señalar que el relleno de las mismas

corresponde a materiales de los horizontes suparayacentes, lo cual genera la caída del registro de coercitividad en dicha unidad.

En el perfil **Fogones de la Costa** (FC), el coeficiente S_{-300} varía entre 0,75 y 0,98, como lo indican las curvas de campo inverso normalizadas (Fig.8.2.16-a). La mayor abundancia relativa de hematita y/o goethita se registra en la sección superior del perfil, donde se obtienen los valores más bajos de este coeficiente. Esto ocurre en la unidad fc-E, un depósito de textura arcillosa que contiene abundantes rasgos de hidromorfismo, calcretas pulverulentas y en candelabro. Los valores de H_{cr} varían entre 27,7 y 45,8 mT (Figs. 8.2.16-b y 8.2.17). Desde el material parental hacia los horizontes iluviales de cada ciclo sedimentario, se constata el decrecimiento de este parámetro con la pedogénesis, excepto cuando los horizontes de paleosuelo se encuentran muy alterados por procesos hidromórficos y de calcretización pedogenética, donde este se incrementa notablemente ($H_{cr}= 46$ mT) debido a la mayor contribución relativa de antiferromagnéticos, posiblemente goethita, como ocurre en el tope de la unidad fc-E del sector superior del acantilado.

En la Fig.8.2.18 se indican las curvas obtenidas para algunas muestras seleccionadas del perfil **Centinela del Mar** (CDM). Se analizan los parámetros H_{cr} y S_{-300} obtenidos para algunas muestras con características litológicas contrastantes. De tal forma, las unidades con valores más altos de H_{cr} (49,5 y 53 mT), presentaron los más bajos de S_{-300} (0,78) y los depósitos con valores de H_{cr} más bajos (entre 25 y 35 mT), presentaron los de S_{-300} más altos (0,95). El primer caso, se constata en relación a un nivel arenoso, cuyos granos de cuarzo presentan abundantes pátinas de óxidos de hierro y sobre un depósito calcareo que yace en el tope de un cuerpo lagunar de coloración gris-verdosa. El segundo caso, corresponde a horizontes con diverso grado de pedogénesis y bioturbación, para los cuales el más arcilloso es el que presenta los valores de coercitividad más bajos.

Las muestras analizadas del perfil **Bahía de los Vientos** (BV), tienen valores de S_{-300} entre 0,85 y 0,99; estos valores indican un predominio de la señal ferrimagnética sobre la antiferromagnética en los niveles analizados (Fig.8.2.19-a). Estos resultados son consistentes con los valores de H_{cr} , ya que en todos los casos, estos últimos corresponden a los esperados para magnetita y titanomagnetita (Figs. 8.2.19-b y 8.2.20). Las pequeñas variaciones registradas fundamentalmente en H_{cr} , estarían reflejando diferencias en el estado de oxidación de estos minerales. De tal forma, las unidades arenosas que presentan valores de H_{cr} más elevados, representarían condiciones ambientales más ricas en oxígeno. Contrariamente, la caída más significativa de la coercitividad

corresponde a un sedimento arcilloso que se habría depositado en un cuerpo lagunar con drenaje deficiente y escasez de oxígeno (bv-D2).

En el perfil **Punta Negra** (PN), el coeficiente S_{-300} varía entre 0,92 y 1,00 y H_{cr} entre 24,2 y 40 mT (Fig.8.2.21 a-b, respectivamente). Estos valores indican predominio de la señal ferrimagnética en todo el perfil, sin embargo, por debajo de la unidad pn-D, los valores de coercitividad son en promedio más altos que por encima (Fig.8.2.22). Esto es consistente con la presencia de facies franco-arenosas en la sección media-inferior y más finas en promedio en la sección media-superior, donde los procesos de pedogénesis más intensos habrían provocado la disminución de los valores de coercitividad, como se indicó anteriormente. Otro aspecto a resaltar, es que si bien las especies ferromagnéticas presentes en los depósitos estudiados son de la misma especie y se encuentran en proporciones semejantes, presentan diferencias en su estructura cristalina y el estado de oxidación de sus principales cationes; ello se ve reflejado en las variaciones de estos parámetros. Al igual que en otras localidades estudiadas, se demuestra la utilidad de este parámetro en la detección de condiciones paleoambientales relativamente más oxidantes o reductoras.

Los depósitos del perfil **Balneario Los Angeles** (BLA) tienen valores de S_{-300} que en general son mayores a 0,95, excepto en la unidad bla-E, para la cual este parámetro es inferior ($S_{-300}=0,77$), como lo indican las curvas normalizadas de magnetización inversa (Fig.8.2.23-a). La H_{cr} varía entre 26,8 y 37,3 mT, sin embargo, en la mayoría de los niveles sedimentarios, este parámetro es inferior a 30 mT (Fig.8.2.23-b). Las muestras analizadas son representativas de las unidades litológicas diferenciadas de base a techo. Los resultados obtenidos evidencian un mayor aporte relativo de hematita y/o goethita en la base de la unidad bla-E, donde se obtienen los valores más bajos de S_{-300} como se indicó anteriormente y los más altos de H_{cr} (Fig.8.2.24). Este comportamiento es consistente con la presencia de nódulos de hierro de color naranja oscuro y un sedimento teñido de color marrón amarillento (10YR5/6). Los picos de H_{cr} registrados en la base y en el tope del perfil, que se obtienen en niveles calcáreos relacionados a procesos de hidromorfismo y calcretización, reflejan al igual que en otras localidades de la zona de estudio, condiciones paleoambientales más oxidantes posteriores a períodos de marcada humedad, con neoformación de goethita (Orgeira et al., 2002).

8.2.3 Ciclos de histéresis

Los ciclos de histéresis se realizan a los fines de obtener los parámetros M_s , M_{rs} y H_c , que junto con otros como H_{cr} , MRIS y χ_{bf} permiten estimar las especies magnéticas presentes y la distribución de tamaños de grano magnético. Se midieron muestras representativas de distintos niveles en los perfiles de Punta San Andrés, Fogones de la Costa, Punta Negra y Balneario Los Ángeles, a los fines de obtener un registro más completo de los parámetros de histéresis a lo largo de la transecta. Por otra parte, para los otros perfiles, se analizaron algunas muestras seleccionadas.

En la Fig.8.2.25 se indican los ciclos de histéresis obtenidos para las muestras del perfil **Punta San Andrés** (PSA), sin corregir el aporte de la señal paramagnética (a) y corregido (b). En el eje Y, se representa la magnetización adquirida en $\cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, y en el eje X, el campo magnético aplicado representado en militesla (mT). En el perfil Punta San Andrés, la $\chi_{\text{high field}}$ varía entre 1,5 y $8,7 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; los valores más bajos ($\chi_{\text{high field}} < 4 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) corresponden a niveles calcáreos donde predominan los minerales diamagnéticos como la calcita y el cuarzo y los valores más elevados se obtuvieron en niveles arcillosos. Los valores de M_s determinados sobre las curvas corregidas varían entre 15 y $400 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, como se indica en la Fig.8.2.25-b. En los niveles calcareos, M_s es inferior a $100 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, en los horizontes Bt y Btk varía entre 147 y $200 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y en los niveles menos pedogenizados y de textura más gruesa, entre 240 y $400 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, que es donde hay más ferrimagnéticos. Esto permite constatar una disminución de este parámetro con el incremento de los rasgos de iluviación, de hidromorfismo y de calcretización, tal como ya fuese registrado para χ_{bf} y para el MRIS. Los parámetros M_{rs} y H_c se indican en la Fig.8.2.25-c, mediante una ampliación del área comprendida entre -20 a 20 mT y entre 60 a $-60 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. El valor más alto de M_{rs} es $56 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y corresponde a un depósito de relleno de canal; por debajo, los valores decrecen con la pedogénesis, al igual que los otros parámetros que miden la concentración de ferromagnéticos. En la Fig.8.2.26, se indica la correlación entre estos parámetros, a fin de documentar el alto grado de correlación que existe entre los mismos. La fuerza coercitiva (H_c), varía entre 8,2 y 10,6 mT; los valores mas bajos corresponden a los horizontes más pedogenizados y respecto a las variaciones litológicas, presenta el mismo comportamiento que el indicado para H_{cr} . El coeficiente de correlación entre H_c y H_{cr} ($R^2=0,76$), confirman esto último, para el perfil PSA. A lo largo de dicho perfil, los parámetros del ciclo de histéresis, evidencian un decrecimiento en la sección media del mismo, donde predominan los niveles de textura más fina y con mayor grado de pedogénesis, evidenciada por la presencia de horizontes Bt y Btk.

Para el perfil **San Eduardo del Mar** (SEM), se indican los ciclos de histéresis correspondientes a muestras extraídas de las unidades de la base, como ser: *sem-A*, *sem-B*, *sem-C* y el correspondiente al clasto de tierra cocida procedente de la unidad basal del acantilado (Fig.8.2.27); también se indican los parámetros de histéresis obtenidos para el paleosuelo que se desarrolla en la sección superior del perfil (*sem-F*). Los valores de $\chi_{\text{high field}}$ obtenidos de las curvas sin corregir (a), son algo más elevados en la unidad *sem-A* y en la tierra cocida (TC). Teniendo en cuenta que por D_{rx} se determinó para las mismas, predominio de montmorillonita (paramagnética), podríamos atribuir el incremento de éste parámetro, sólo a su presencia. Sin embargo, la forma de “cinturón de avispa” (*wasp -waisted hysteresis loops*) que presenta el ciclo de histéresis de la muestra de TC, indica que ésta última contiene hematita y titanomagnetita. Según Roberts et al. (1995), la forma de éste ciclo, estaría respondiendo a una distribución bimodal de coercitividades, dada por la presencia de minerales con baja y alta coercitividad (en éste caso, titanomagnetitas y hematitas, respectivamente). El parámetro M_s , es notablemente más alto en la tierra cocida que en el resto de las muestras analizadas, al igual que el parámetro M_{rs} (c); tal es así, que triplica el valor de M_{rs} obtenido para el paleosuelo *sem-C* y es al menos 14 veces mayor al de los depósitos arcillosos de la base, como se indica en la figura. Esto denota que la especie ferrimagnética presente, es fuertemente magnética y posiblemente se haya formado en el interior de la tierra cocida, tal como ocurre en algunos casos, durante la cocción de suelos utilizados para la fabricación de ladrillos (Bidegain, *com. pers.*; ver inciso 9.2). La fuerza coercitiva es más alta en la tierra cocida que en las otras muestras analizadas; para la primera H_c es de 14 mT y para las restantes es de 9 y 11 mT (c). Si bien estos valores corresponden a la señal de la magnetita (sensu lato) en todos los casos, en la muestra de tierra cocida, el incremento de H_c , la forma tipo “cintura de avispa” que adopta su ciclo de histéresis y los bajos valores de S_{-300} indicados anteriormente, confirman la presencia de antiferromagnéticos en su composición; sin embargo, los elevados valores de M_s y M_{rs} en dicha muestra, estarían indicando la presencia de partículas ferrimagnéticas en el interior del clasto, que dominan la señal magnética, aún hallándose en proporciones inferiores a la fase antiferromagnética.

Los angostos ciclos de histéresis que presentan las muestras correspondientes a las unidades *sem-A*, *sem-B* y *sem-C*, responden a la presencia de minerales de baja coercitividad y tamaño de grano magnético MD (Walther et al., 2004). Los valores de magnetización determinados para éstas unidades litológicas, denotan variaciones en el contenido relativo de ferrimagnéticos. De tal forma, las muestras de la unidad arcillosa de la base del perfil (*sem-A* y *sem-A2*), formadas en un ambiente de baja energía, donde los procesos pedogenéticos favorecieron el desarrollo de suelos

soldados, proporcionaron los valores de M_s más bajos (80 y $70 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, respectivamente); valores intermedios corresponden al horizonte Btg paleosuelo *sem-F* ($M_s = 147 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$), mientras que la unidad *sem-C*, que es un depósito aluvial que presenta abundantes rasgos de bioturbación de invertebrados y clastos de tierra cocida, proporcionaron los valores de magnetización más altos ($M_s = 330$ y $450 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, respectivamente). Esto confirma una vez más, la utilidad de estos parámetros en el estudio de las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales, como ha sido propuesto por Maher y Thompson (1999), entre otros.

En la Fig.8.2.28 se indican los ciclos de histéresis obtenidos para las muestras del perfil "**Fogones de la Costa**" (FC). En éste perfil, el parámetro $\chi_{\text{high field}}$, varía entre $1,6$ y $9,3 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (a); dentro de dicho intervalo, los valores más bajos corresponden a los niveles calcáreos (con predominio de diamagnéticos) y los más altos, a las unidades de granulometría más fina, donde por otras vías se constató incremento de montmorillonita y antiferromagnéticos (hematita/goethita?). En (b), se representan los ciclos de histéresis corregidos, para los cuales se indican los valores de M_s y H_c . Los depósitos menos pedogenizados, clasificados como horizontes C, BC y Bw, presentaron los valores de M_s más altos (entre 210 y $330 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$). Al incrementarse los rasgos de pedogénesis relacionados con procesos de iluviación, hidromorfismo y calcretización se constata una disminución de la magnetización (M_s), como se indica en la misma figura. Tal es así, que en horizontes Bt se obtuvieron valores de M_s de $140 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, en horizontes Btk de 50 y $75 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, y en depósitos con fuerte grado de hidromorfismo y calcretización entre 8 y $18 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. En (c), se indican los parámetros M_{rs} y H_c . Los valores obtenidos para el primero son inferiores a $46 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y presentan el mismo comportamiento que los parámetros M_s y χ_{bf} . La fuerza coercitiva (H_c) varía entre $8,1$ y $11,2$ mT y presenta la misma tendencia que H_{cr} . De tal forma, los valores más bajos se registran en los niveles más pedogenizados del perfil: en el tope de la unidad *fc-B*, donde se desarrolla un horizonte Btg de paleosuelo (PS.2) y en la unidad *fc-E* correspondiente a un depósito de textura arcillosa que se encuentra afectado por calcretas pulverulentas y nodulares.

En **Centinela del Mar** (CDM), se determinaron los ciclos de histéresis de 4 muestras seleccionadas correspondientes a depósitos aluviales franco limosos, un nivel arenoso friable y a una paleolaguna. En la Fig.8.2.29, las curvas sin corregir (a), indican un aporte paramagnético y antiferromagnético semejante en las distintas muestras; las curvas corregidas (b), indican mayores concentraciones de ferrimagnéticos en los horizontes franco-limosos de origen aluvial ($M_s = 310$ y $330 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$) y menores en el nivel arenoso friable ($M_s = 93 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$) y en el

depósito paleolagunar ($M_s = 31 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$). Los valores de H_c obtenidos para estas muestras son semejantes (entre 9,4 y 9,8 mT) y los de M_{rs} se encuentran en el orden de 4 y $40 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (c). La baja concentración relativa de ferrimagnéticos hallada en dicho nivel arenoso, evidenciada por su bajo valor de M_s , se contrapone con los registros obtenidos en otros sectores del área de estudio, sobre otros niveles de textura semejante, donde los parámetros de concentración son en general más altos que el promedio. Estos resultados, podrían estar indicando que en dicho nivel, la fase ferrimagnética habría sido destruida por efecto de la pedogénesis, favoreciendo el enriquecimiento en minerales diamagnéticos como el cuarzo, provocando la caída de los valores de M_s ; más aún, el incremento de la coercitividad de la remanencia que se constató en relación a dicho nivel, atribuido a la presencia de pátinas de óxidos de hierro sobre los granos de cuarzo, favorecen la idea de que se trate de un horizonte E de paleosuelo, cuya existencia no había sido advertida por otras vías de estudio.

En la Fig.8.2.30, se indican los ciclos de histéresis para muestras del perfil **Bahía de los Vientos**, que han sido seleccionadas teniendo en cuenta los contrastes hallados en base a su textura y susceptibilidad magnética. Las curvas sin corregir (a), permiten determinar un aporte relativo de minerales paramagnéticos y antiferromagnéticos variable entre las distintas muestras; este parámetro es más elevado en la muestra correspondiente al depósito paleolagunar de textura más fina, para el cual, por difracción de rayos X, se determinó la presencia de montmorillonita; esta última, posiblemente responsable de dicho incremento. En las curvas corregidas (b), se constata que los valores de M_s y M_{rs} son mayores en el material parental correspondiente al depósito de relleno de un canal (bv-B) y decrecen con la pedogénesis. De tal forma, la magnetización de saturación (M_s) determinada sobre la unidad arenosa, es de $605 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y sobre la arcillosa de $77 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. En c), se representa una ampliación detallada del gráfico en el área que permite determinar los parámetros M_{rs} y la fuerza coercitiva (H_c). Ambos parámetros presentan el mismo comportamiento que M_s ; de tal forma la muestra correspondiente al nivel arcilloso bv-D2 arrojó un valor de M_{rs} de $8,6 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y un H_c de 7,7 mT y el nivel arenoso bv-B, un M_{rs} de $66 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y un H_c de 9 mT, siendo estos resultados coincidentes con la tendencia registrada hasta el momento en relación a la granulometría y a la evolución pedogenética.

Los ciclos de histéresis del perfil **Punta Negra** (PN) y sus correspondientes parámetros, se representan en la Fig.8.2.31. Las curvas sin corregir (a), indican que la $\chi_{\text{high field}}$, varía de un nivel a otro, registrándose valores extremos de 4,2 y $9,2 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Estos valores indican mayor

abundancia relativa de paramagnéticos y antiferromagnéticos en los niveles que evidencian incremento de la fracción arcilla y de los rasgos hidromórficos. Por Drx se determinó predominio de montmorillonita y materiales amorfos en la fracción arcilla, sin embargo, no se descarta que el incremento de la $\chi_{\text{high field}}$ corresponda también a la influencia de hematita y lepidocrocita; esto último, se fundamenta en la presencia de venillas y pátinas terrosas de color anaranjado en las unidades más arcillosas y pedogenizadas. La caída más significativa de $\chi_{\text{high field}}$ se obtiene en los niveles que presentan alto contenido de carbonato de calcio y bajo de ferrimagnéticos. Valores intermedios, entre $7 \text{ y } 8 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, son los que se registran con mayor frecuencia en este perfil. El parámetro M_s , varía entre $127 \text{ y } 868 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ en el perfil Punta Negra, la M_{rs} entre $14,7 \text{ y } 88 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y la fuerza coercitiva (H_c), entre $8,3 \text{ y } 12,2 \text{ mT}$ (b-c). Los valores más elevados de M_s y M_{rs} , indican que existe una mayor abundancia de minerales ferrimagnéticos en el nivel de textura más gruesa pn-E, particularmente en su base, donde se observan delgadas lentes de arena gruesa (ver en mosaico de fotos). En el resto de la sucesión sedimentaria, los valores de M_s fluctúan por debajo de $420 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, registrándose valores más altos en las unidades que constituyen el inicio de nuevos ciclos depositacionales (horizontes C y BC). Hacia el tope de cada unidad, se registra la caída de estos valores en relación a la presencia de horizontes iluviales y niveles carbonáticos, en correspondencia con el comportamiento de χ_{bf} . El parámetro M_{rs} presenta el mismo comportamiento que M_s . Los valores del parámetro H_c , evidencian el mismo comportamiento que H_{cr} y son compatibles con los esperados para magnetitas y titanomagnetitas (Dankers, 1978; Roberts et al., 1995). Sin embargo, cabe señalar, que en la sección inferior-media del perfil, el promedio de H_c es mayor ($11,5 \text{ mT}$) que en la superior (9 mT). Como ha sido indicado anteriormente, según Oliva (2005), la fuerza coercitiva de la magnetita formada en un ambiente oxidante es mayor que la formada en un ambiente reductor, pobre en oxígeno. En tanto, la disolución de la magnetita, favorecida por la presencia de ácidos húmicos durante la pedogénesis (Orgeira et al., 2002), habría dado lugar a la reducción química del mineral. En tal sentido, se interpreta que el estado de oxidación de las titanomagnetitas detríticas es mayor en los depósitos más antiguos que en los más jóvenes del perfil de Punta Negra. Si consideramos que la fuente de aporte de minerales que conforman éstos sedimentos no ha variado significativamente a lo largo del Neógeno-Cuaternario, las variaciones halladas en H_c podrían estar indicando diferencias en las condiciones climáticas bajo las cuales se depositaron y pedogenizaron los paquetes sedimentarios indicados. Conforme a éstos resultados, se propone que la caída de H_c y H_{cr} a partir de la unidad pn-D, es el resultado de un mejoramiento climático que conllevó a la disolución de los granos de titanomagnetita, aunque sin formación comprobable de antiferromagnéticos, por ésta vía.

Los ciclos de histéresis correspondientes a las muestras del perfil **Balneario Los Ángeles**, se representan en la Fig.8.2.32. A partir de los ciclos sin corregir, se determinó que la $\chi_{\text{high field}}$ varía entre $5,5$ y $12,4 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Los valores más altos de éste parámetro, se obtienen en la unidad bla-E; esto indica una mayor contribución de minerales paramagnéticos y antiferromagnéticos neoformados durante la pedogénesis, lo cual es consistente con el incremento de argilominerales (montmorillonita) y con la presencia de nódulos de hierro y rasgos hidromórficos; éstos últimos, formados a partir de la deshidratación de geles amorfos (Walther et al., 2012). Los valores más bajos, corresponden a la unidad bla-D, de textura arenosa y escasos rasgos de pedogénesis.

El parámetro M_s , no varía sustancialmente a lo largo del perfil, en general es mayor a $260 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y menor a $370 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, excepto en la unidad bla-E donde éste parámetro decrece notablemente hasta $41 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. La M_{rs} varía entre 5 y $54 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, y su comportamiento es semejante al registrado para M_s . La fuerza coercitiva (H_c) varía entre $7,7$ y $11,2$. En el sector basal y medio del perfil, el campo coercitivo es más elevado que en la sección superior; siendo $H_c > 9,5 \text{ mT}$ para las unidades que se encuentran por debajo de la tosca T5 y menor para las que se encuentran por debajo.

Los cocientes M_{rs}/M_s y H_c/H_{cr} obtenidos para muestras de los distintos perfiles se analizan en el próximo inciso, de manera conjunta.

8.2.4 Análisis general y comparativo de los parámetros magnéticos obtenidos en los perfiles estudiados.

En la Fig.8.2.33 se representa la distribución de frecuencias de χ_{bf} para el tramo comprendido entre Chapadmalal y el sur de Necochea (a), y para cada perfil por separado (b).

La curva de la figura a), fue construida a partir de todos los valores de χ_{bf} determinados en cada uno de los perfiles analizados. Esta indica un predominio de depósitos con valores de χ_{bf} entre 200 y $360 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; por encima de este último se encuentra representada sólo un 10% de la población analizada, para la cual en general la χ_{bf} es inferior a $500 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Por debajo de $200 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, se halla representada un 28% de la población analizada, llegándose a registrar valores de χ_{bf} inferiores a $10 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. El tramo de la curva definido por debajo de $200 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (tramo I), representa a las muestras de textura fina e intermedia (facies lagunares, de pantano, horizontes Bt y Btg de paleosuelos) y/o con mayor proporción de carbonato de calcio (calcretas); en dicho intervalo, el decrecimiento paulatino de χ_{bf} está dado por la disminución del contenido ferrimagnético, el cual se asocia generalmente a un aumento de la fracción arcilla y el

carbonato de calcio. El tramo de mayor pendiente (tramo II), comprendido entre $200 \text{ y } 360 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, corresponde a los depósitos de textura franca y franco-arenosa, que conforman cuerpos sedimentarios de llanura de inundación, rellenos de canal y depósitos de loess, que si bien no presentan perfiles de suelo bien desarrollados, muchos contienen rasgos de bioturbación vegetal y/o de invertebrados. El tramo de la curva conformado por valores de χ_{bf} superiores a $360 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (tramo III), corresponde a facies de textura arenosa y conglomerádicas relacionadas a depósitos de relleno de canal, de barras, de desborde y flujos densos. Teniendo en cuenta las curvas correspondientes a los distintos perfiles (b), podemos constatar el porcentaje de participación de cada uno de ellos, en los tres intervalos de χ_{bf} indicados en la curva general. De tal forma, las diferencias más notables se registran en relación a los tramos I y III, ya que en el tramo II de mayor frecuencia, el porcentaje de representatividad de cada perfil, excepto FC y BV, es semejante; tal es así, que en dicho intervalo de χ_{bf} caen entre el 60 y el 75 % de las muestras correspondientes a los perfiles indicados. El menor número de muestras correspondientes a los perfiles FC y BV en el tramo II, se debe a su mayor representatividad en el tramo I. En este último, podemos registrar que el 65 % de los depósitos del perfil Fogones de la Costa y el 45 % de Bahía de los Vientos, tienen χ_{bf} inferior a $200 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, mientras que en Punta Negra, este valor es superado por casi la totalidad de los depósitos; proporciones intermedias, entre 20 y 35%, corresponden al resto de los perfiles analizados. El tramo III, que representa a los depósitos con valores de χ_{bf} superiores a $360 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, evidencia un predominio de muestras correspondientes al perfil de Punta Negra y escasa o nula participación del resto. Estos resultados, permiten constatar que las diferencias de χ_{bf} más notables se registran en relación a los perfiles Fogones de La Costa, donde estos valores son en general más bajos que el promedio y Punta Negra, donde estos son en promedio más altos. En este último perfil, el 40 % de las muestras analizadas tiene valores de χ_{bf} superiores a $360 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, en el resto de los perfiles, estas comprenden menos del 10 %. La presencia de mayores concentraciones de magnetita (sensu lato) en el perfil Punta Negra, se ven reflejadas en la actualidad en los valores de χ_{bf} de la arena de espaldón y playa acumuladas al frente de los acantilados, por cuanto denotan un ambiente de mayor energía que el resto.

Los resultados obtenidos indican una estrecha relación entre las variaciones texturales y los valores de susceptibilidad magnética. Sin embargo, los procesos depositacionales y no-depositacionales que condicionan el comportamiento de esta última, pueden ser diversos para una misma granulometría. De esta manera, la caída de los valores de χ_{bf} en niveles donde se incrementa el contenido de granos tamaño arcilla, puede ser debida a distintas causas: disolución de la magnetita por pedogénesis con iluviación de arcillas y/o con hidromorfismo, calcretización

tanto pedogenética como freática o presencia de depósitos vinculados a ambientes de baja energía, generalmente con déficit de drenaje; en los primeros casos, la caída de χ_{bf} y κ se da por alteración de la magnetita detrítica, mientras que en el último caso, sus bajos valores son consecuencia de una combinación entre bajas concentraciones primarias de ferrimagnéticos y destrucción de los mismos, favorecida por los procesos hidromórficos. Otro aspecto a resaltar, es que la alternancia entre picos altos y bajos de χ_{bf} , relacionados con ciclos de sedimentación-pedogénesis respectivamente, es un patrón que se repite en los perfiles estudiados. Sin embargo, en el perfil de Fogones de la Costa, es donde el contraste entre dichos valores es más notable; cada paquete pedosedimentario está representado por 2 picos de κ , uno de incremento y otro de disminución, coincidentes con el material original y la formación de paleosuelos carbonáticos, respectivamente.

La abundancia relativa de magnetita SP, determinada a partir del valor de $\chi_{df\%}$, en el sector costero estudiado, es en general moderada a baja. La curva que representa la distribución general de estos valores indica que el 25 % de las muestras analizadas tiene escasa o nula presencia de partículas SP, es decir, una $\chi_{df\%}$ inferior a 2 % (Fig.8.2.34-a). A pesar de las granulometrías relativamente gruesas que predominan en estos depósitos, la mayor parte de estos contienen cantidades detectables de partículas SP, aunque en proporciones inferiores a las de mayor tamaño magnético; tal es así, que el 70 % de las muestras analizadas tiene valores de $\chi_{df\%}$ entre 2 y 6 %. Sólo algunas muestras arrojaron valores cercanos a 9 %, para las cuales se estiman cantidades significativas de magnetita ultrafina (< 30 nm). Las curvas que representan la distribución de los valores de este parámetro en cada perfil (b), denotan que en Punta San Andrés, hay en promedio mayor abundancia relativa de partículas SP que en el resto de los perfiles. Mientras en el primero, alrededor del 50 % de las muestras analizadas tiene valores de $\chi_{df\%}$ mayores a 4 %, en el resto de los perfiles la $\chi_{df\%}$ es inferior a 4 % en la mayoría de los depósitos. Estos resultados, si bien indican variaciones en el contenido de partículas SP en los distintos niveles, este no resulta suficiente para asignar los incrementos de χ_{bf} a su presencia, excepto en algunos casos aislados, como aquellos donde la $\chi_{df\%}$ resultó ser mayor a 6 %. En consecuencia, el coeficiente de correlación entre la χ_{bf} y la $\chi_{df\%}$ es muy baja para todos los perfiles ($R^2 < 0,20$) (Fig.8.2.35).

Con el objeto de analizar el comportamiento general del **MRA y** de la relación χ_{mra}/χ_{bf} , se analiza para cada parámetro, la curva de distribución de frecuencias elaborada a partir de la totalidad de datos obtenidos para el tramo estudiado (Fig.8.2.36a); por otro lado se indican las curvas diferenciadas por perfil (Fig.8.2.36b). Si bien los resultados indican para este parámetro un intervalo de variación bastante amplio en el sector costero considerado (entre 50 y 2650 $\cdot 10^{-6}$

Am²/kg), se constata un intervalo de mayor frecuencia definido entre aproximadamente 500 y 1500 *10⁻⁶ Am²/kg (a). Los depósitos que presentaron valores más altos y más bajos que estos últimos, constituyen poblaciones de menor frecuencia, que en cada caso no superan el 15 % de la población analizada, como se indica en la figura. Si bien el rango de variación de este parámetro es semejante en los distintos perfiles, la distribución de valores en cada caso no es la misma (b). Por ejemplo, mientras para el perfil Punta San Andrés se constata una distribución relativamente pareja entre 100 y 1800 *10⁻⁶ Am²/kg (c), en Punta Negra la mayoría de los depósitos tiene entre 900 y 1300 *10⁻⁶ Am²/kg (g). Las curvas correspondientes a la χ_{mra} no se representan ya que presenta una correlación muy alta con el MRA, siendo R²=0,98 (Fig.8.2.37). La influencia que presenta la χ_{bf} sobre este parámetro es elevada en estos depósitos, aunque no lineal. En la Fig. 8.2.38 se indica la relación obtenida entre ambos parámetros, para todos los perfiles. A pesar de que el coeficiente de correlación es positivo en todos los casos, cabe destacar, que al incrementarse estos parámetros, se registra una mayor dispersión de puntos; por ejemplo, para depósitos con un valor de χ_{bf} de alrededor de 300 *10⁻⁸ m³/kg, se han obtenido valores de χ_{mra} variables entre aproximadamente 700 y 2800 *10⁻⁸ m³/kg. A fin de eliminar la influencia de la χ_{bf} sobre la χ_{mra} , se determinó la relación χ_{mra}/χ_{bf} , la cual demostró ser más precisa en la determinación de la abundancia relativa de partículas magnéticas DS. En la Fig.8.2.39, se indican las curvas de frecuencia acumulada correspondientes a dicho cociente. Este último varía entre 0,6 y 11,5 en el sector costero (a), sin embargo, es en promedio más elevado en los perfiles de Miramar y Chapadmalal que en los de Necochea. De tal forma, en la mayoría de los depósitos de Punta San Andrés y San Eduardo del Mar, el parámetro χ_{mra}/χ_{bf} es mayor a 5, mientras que en Bahía de Los Vientos, Punta Negra y Balneario Los Ángeles (Necochea) sólo un 40 % de las muestras analizadas supera dicho valor (b); la curva correspondiente a Centinela del Mar, se diferencia en cierta medida de las de Necochea, sin embargo, evidencia mayor similitud con estas últimas que con las de Miramar y Chapadmalal. Este comportamiento, evidencia mayor abundancia relativa de magnetita fina (DS), en los acantilados del este, respecto a los del oeste del tramo considerado. Debido a que el origen de estas pequeñas partículas magnéticas es atribuido a la pedogénesis, estos resultados estarían indicando una mayor influencia de los procesos vinculados a la formación de suelos en el sentido indicado anteriormente (mayor en los depósitos que se registran en el sector este de la transecta, que en los del oeste). El diagrama de King et al. (1982), evidencia mayor concentración de muestras entre aproximadamente 200 y 360 *10⁻⁸ m³/kg de χ_{bf} y entre 1000 y 2000 *10⁻⁸ m³/kg de χ_{mra} (Fig.8.2.40). En el mismo se constata un predominio de partículas magnéticas menores a 1 μ m en todos los perfiles analizados, aunque su distribución de tamaños de grano magnético es heterogénea. Con el objeto de poder constatar la

distribución de estos últimos, en cada perfil, se indican los gráficos de King por separado (Fig.8.2.41). De esta manera, puede observarse una diferencia notable entre los perfiles de Punta San Andrés y San Eduardo del Mar por un lado y los de Centinela del Mar, Bahía de los Vientos, Punta Negra y Balneario los Ángeles, por otro. En los primeros se evidencia un predominio de partículas DS menores a 0,1 μm (a) y a 0,2 μm (b); en los segundos, prevalecen los granos de magnetita mayores a 0,2 μm . Estos resultados son consistentes con la tendencia hallada respecto al parámetro χ_{mra}/χ_{bf} .

En la Fig.8.2.42 se indican las curvas de distribución de frecuencias de H_{cr} . Los resultados indican para los depósitos del sector costero un H_{cr} variable entre 22 y 53 mT, sin embargo, la gran mayoría no excede los 40 mT (a). Estos valores son característicos de magnetita y titanomagnetita (Dankers, 1978; Roberts et al., 1995). Las curvas que muestran los valores de H_{cr} obtenidos para cada perfil por separado, permiten constatar que los sedimentos de Punta San Andrés tienen menor coercitividad promedio que el resto (b) y que dicho parámetro no supera los 30 mT. En estos depósitos, los procesos pedogenéticos habrían provocado la disminución de H_{cr} , producto de la disolución reductiva de la magnetita (Orgeira et al., 2002), en un ambiente edáfico que no habría favorecido la formación significativa de antiferromagnéticos.

En la Fig.8.2.43 se representa la distribución de frecuencias del coeficiente S_{-300} . El valor de la mediana ($Md_{50\%}$) determinado a partir de la totalidad de muestras medidas es de 0,94; por debajo de este último, los valores decrecen hasta 0,77, sin embargo, sólo un 25 % de las muestras tiene valores inferiores a 0,90. Por encima de 0,94, los valores de S_{-300} se incrementan progresivamente hasta 1 (a). Este parámetro denota una fuerte influencia de la señal ferrimagnética sobre la antiferromagnética en los depósitos estudiados, sin embargo, al comparar, por ejemplo, la curva de distribución del perfil de Punta San Andrés con el de Punta Negra, se constata en este último menor proporción promedio de antiferromagnéticos que en el primero. Los valores más bajos ($S_{-300} < 0,80$) se obtienen en depósitos con alto grado de hidromorfismo y calcretización, particularmente en los perfiles de Centinela del Mar, Balneario Los Ángeles y Fogones de La Costa. En un caso aislado, se obtuvo un valor semejante de S_{-300} en un nivel arenoso conformado principalmente por granos de cuarzo con pátinas de óxidos de hierro, que podrían corresponder a un horizonte E.

Si bien el comportamiento de H_{cr} y S_{-300} indica predominio de la señal ferrimagnética tanto en horizontes Bt como en el material parental, las oscilaciones registradas responden a variaciones en el grado de pedogénesis. Tal es así, que en horizontes Bt de paleosuelos arcillosos, se constata un decrecimiento de los valores de coercitividad respecto al material parental, excepto cuando la

pedogénesis involucra procesos de hidromorfismo intenso y calcretización, dando lugar a la formación de oxihidróxidos como goethita, que sí producen el incremento de H_{cr} . Los valores de S_{-300} no denotan diferencias entre el material parental y los horizontes Bt de paleosuelos, sólo evidencian un leve decrecimiento indicativo de un mayor contenido de hematita y/o goethita, en horizontes gley calcretizados de paleosuelos azonales. Teniendo en cuenta a Oliva (2005), quien constató que la coercitividad de la magnetita decrece al disminuir el contenido de oxígeno en la atmósfera, se interpreta que en los horizontes arcillosos de paleosuelos, el estado de oxidación de la magnetita sería menor que en el material parental. En tal sentido, la disolución reductiva de la magnetita (Orgeira et al., 2002) contenida en los depósitos del sur de la región pampeana, habría dado lugar a la disminución de H_{cr} ; más aún, cuando la formación de óxidos y oxihidróxidos de hierro no habría sido suficiente para dar lugar al incremento de dicho parámetro. Refuerzan dicha hipótesis, las mediciones magnéticas realizadas sobre las distintas fracciones granulométricas (inciso 8.1), ya que se obtienen valores de H_{cr} más elevados en la fracción arena y más bajos en la fracción arcilla. En la Fig.8.2.44 se indica a modo de síntesis un esquema del comportamiento que evidencia la coercitividad en los depósitos del sector costero estudiado.

Utilizando la relación $MRIS/\chi_{bf}$ y el parámetro H_{cr} las muestras fueron graficadas en el diagrama de Peters y Dekkers (2003) (Fig.8.2.45). En el mismo, la mayoría de los puntos representados comparten los campos definidos para magnetita, titanomagnetita y maghemita, un grupo menor de muestras cae fuera del campo de las titanomagnetitas. Las muestras que evidencian carencia de titanomagnetitas corresponden a los niveles de textura más gruesa, principalmente de la base de los acantilados y a los depósitos gris verdosos donde se constató incremento de la fase antiferromagnética. Sin embargo, cabe señalar, que los estudios mineralógicos realizados indicaron la presencia de titanio en la estructura cristalina de todas las magnetitas analizadas. El desplazamiento hacia el campo compartido únicamente por magnetita y maghemita de dichas muestras, se debería al incremento de la coercitividad de la remanencia dado por un aumento de la fase antiferromagnética o de magnetitas de mayor tamaño y con mayor proporción de oxígeno.

En la Fig.8.2.46 se indican las relaciones M_{rs}/M_s y H_{cr}/H_c determinadas para muestras de los distintos perfiles. La población de mayor frecuencia tiene valores de M_{rs}/M_s entre 0,095 y 0,16 (a) y de H_{cr}/H_c entre 2,6 y 3,7 (b). Estas relaciones son graficadas en el diagrama de Day-Dunlop (2002) (c), e indican la presencia de partículas ferrimagnéticas PSD; sin embargo, teniendo en cuenta el comportamiento de las curvas de MRI y los valores de MRA (χ_{mra}) obtenidos, se trataría una mezcla de partículas MD y DS, con predominio de las primeras.

CAPÍTULO 9: REGISTROS DE POLARIDAD MAGNÉTICA EN LOS PERFILES GEOLÓGICOS ESTUDIADOS: MAGNETOESTRATIGRAFÍA.

Los estudios de magnetismo de roca indicados anteriormente, confirman la presencia de minerales ferrimagnéticos, que permiten registrar las variaciones del campo magnético terrestre en tiempos pasados. Los resultados indican presencia de granos ferrimagnéticos MD, PSD y DS, aunque con predominio de los primeros. En nuestro caso de estudio, la magnetización adquirida por estos minerales ocurre durante la sedimentación de las partículas y la compactación y/o consolidación del sedimento, o bien, durante la neoformación de partículas ferromagnéticas DS por efecto de la pedogénesis. El objetivo principal de este estudio, es determinar la polaridad magnética de los paquetes sedimentarios y en consecuencia definir la magnetoestratigrafía para cada uno de los perfiles geológicos, teniendo en cuenta otros datos geológicos y paleontológicos. A continuación se describen los resultados de las mediciones paleomagnéticas realizadas para cada perfil, los que han sido publicados parcialmente en Bidegain y Rico (2012), Rico y Bidegain (2013a y 2013b), Rico et al. (2014a y 2018 en prensa).

9.1 Punta San Andrés

Para determinar la polaridad magnética de los depósitos que conforman el perfil Punta San Andrés, se desmagnetizaron por campos magnéticos alternos 71 muestras cúbicas, como se indica en el capítulo 6, previa medición del magnetismo remanente natural (MRN). En la Fig.9.1.1 se indican las direcciones del MRN proyectadas en una red estereográfica (a) y la distribución de frecuencias de los valores de J_{mrn} (b). Esta última curva, indica para el presente perfil, valores de J_{mrn} entre 5 y $520 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$, sin embargo, el 80 % de las muestras analizadas tiene valores de $J_{mrn} < 80 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y sólo un 5 % son mayores a $200 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$. Durante el proceso de “lavado magnético”, los minerales ferrimagnéticos que contienen estos depósitos, pierden intensidad al aplicarles progresivamente campos alternos del orden de 2,5 a 100 mT. La proporción de dicha pérdida en cada paso se indica en la Fig.9.1.2a mediante curvas de frecuencia acumulada; en el eje x inferior, dicha caída se representa como J_n/J_{mrn} (intensidad residual), siendo J_n , la intensidad de la muestra a un determinado campo (por ejemplo, si el campo aplicado fue de 2,5 mT, la intensidad será expresada como $J_{2,5}$) y en el eje x superior se representa como porcentaje de pérdida de intensidad, cuya expresión surge de la siguiente expresión matemática: $100 - (J_n/J_{mrn}) \times 100$. Esta última es a los fines de facilitar la redacción, ya que se considera más sencillo hablar de pérdida de intensidad en valores porcentuales que de intensidad residual. Estas

curvas, permiten constatar diferencias entre los distintos depósitos frente al mismo proceso de desmagnetización, ya que por ejemplo, a 2,5 mT, mientras unas muestras han llegado a perder más del 40 % de su intensidad inicial, otras han perdido menos del 10 % y un número menor ha evidenciado incremento. En general, la caída más notable de intensidad se registra entre 10 y 15 mT en los depósitos de Punta San Andrés, aún en el caso de las muestras que a campos más bajos denotaron incremento. De tal forma, a 15 mT, alrededor del 90 % de las muestras, ha perdido más del 50 % de su intensidad inicial, llegando en algunos a casos a perder el 98 %. Por encima de 15 mT, la caída de intensidad es en general menos abrupta que por debajo. Otro aspecto a resaltar es que entre 30 y 60 mT, algunas muestras evidenciaron cierto incremento de J.

Estos resultados, indican para los depósitos del perfil Punta San Andrés un comportamiento generalmente “blando” frente al proceso de desmagnetización, por lo que el campo medio desmagnetizante en la mayoría de las muestras es alcanzado por debajo de 10 mT, como se indica en la Fig.9.1.2 (b) y (f). En estas últimas, también puede observarse, que si bien esta característica es común a la mayoría de los depósitos, la respuesta al proceso de desmagnetización difiere entre las distintas unidades, como se dijo anteriormente, denotando variaciones en la mineralogía magnética. En este perfil, la mayoría de las muestras evidencia una fuerte caída de J durante los primeros pasos de desmagnetización, sin embargo, por encima de 7,5 y 20 mT algunas muestras denotan incremento (b-c-d) y mientras que otras se mantienen constantes una vez desmagnetizadas casi completamente, adquiriendo la curva un comportamiento asintótico al eje x (e). Por otro lado, unas pocas muestras, evidenciaron incremento de J en los primeros pasos del proceso de desmagnetización, es decir entre 2,5 y 5 mT (f); este aumento, coincide con la presencia de una componente viscosa de alta intensidad pero de baja coercitividad, que es eliminada a campos bajos, inferiores a 5 y 7,5 mT, según el caso.

Mediante estereogramas, diagramas de Zijderveld y curvas de desmagnetización se representa el comportamiento de las muestras durante el proceso de desmagnetización. En la Fig.9.1.3/1-5, se indican ejemplos representativos de las mismas para cada magnetozona y en la Fig.9.1.4 las curvas de J_{mrn} , las de declinación e inclinación del MRC, la columna de magnetopolaridad y su interpretación magnetoestratigráfica. Las componentes del MRC, se determinaron para un MDA inferior a 5°.

Los depósitos que conforman la sección inferior del acantilado, unidades psa-A y psa-B, constituyen el registro de polaridad normal más antiguo de la sucesión; estos son asignados al cron Gauss, debido a la presencia de fauna marplatense. Esta magnetozona, tiene un espesor de 4,5 m en la sección muestreada, sin embargo, cabe señalar, que el espesor es variable a lo largo del acantilado. La presencia de direcciones ecuatoriales en la base de la unidad psa-A, podrían

estar indicando la cercanía de un cambio de polaridad aún más antiguo. Las muestras san-4 y san-7, representan las direcciones de polaridad obtenidas para la unidad psa-A y las muestras san-11, san-12, san-13, para la unidad psa-B (Fig.9.1.3/1). El comportamiento de las curvas de desmagnetización es similar en estas muestras, con incrementos relativos de J por encima de 20 mT, probablemente por presencia de componentes secundarias “duras”, pero que no llegan a afectar las direcciones de magnetopolaridad.

Los depósitos de polaridad reversa que sobreyacen a la magnetozona anterior comprenden a la unidad psa-C, la cual conforma un paquete sedimentario de alrededor de 2,5 m de espesor, como se indica en la columna magnetoestratigráfica de la Fig.9.1.4; las muestras san-16 y san-17 son ejemplos representativos del comportamiento de estos depósitos frente al proceso de desmagnetización y de su polaridad magnética (Fig.9.1.3/2).

En la base de la unidad psa-D se registran direcciones anómalas, con valores de declinación reversos e inclinación negativa (muestra san-20, Fig.9.1.3/2). Donde comienzan a tener relevancia las toscas en candelabro, se produce un nuevo cambio de polaridad que se extiende hasta el nivel calcáreo T7. Los depósitos que conforman esta magnetozona de polaridad normal, se encuentran fuertemente pedogenizados y se distinguen en ella, abundantes rasgos de hidromorfismo y calcretización. Estos materiales, tienen baja a moderada J_{mrr} (entre 5 y $30 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$), la cual a campos bajos del orden de 7,5 y 15 mT, es reducida en un 90 %. Para estas muestras, por debajo de 20 mT, se definió una componente principal normal en la base (muestra san-26) a ecuatorial en el techo (muestra san-28). La presencia de direcciones de polaridad reversas a campos más altos, podría relacionarse con la presencia de una especie ferromagnética de mayor coercitividad, vinculada a procesos de oxidación secundaria posteriores a la sedimentación y compactación del material original, sobre el cual se desarrollaron los paleosuelos y las calcretas de la unidad psa-D. Estos resultados, estarían indicando que dicha unidad se habría depositado durante un evento de polaridad normal, mientras que los procesos pedogenéticos posteriores, habrían dado lugar a la formación de nuevas fases minerales durante un evento de polaridad reversa, el cual se define en relación al paleosuelo que se desarrolla en el tope de la unidad psa-D. En este paleosuelo, si bien la caída de J resulta violenta a campos bajos, las direcciones obtenidas resultaron estables entre 2,5 y 25 mT (muestra SA-1B; Fig.9.1.3/3). El registro de este paleosuelo es discontinuo a lo largo del frente del acantilado, por lo tanto, como estas direcciones de polaridad reversa se encuentran circunscriptas al mismo, cuando este no se observa, tampoco se registra dicho cambio de polaridad.

Por encima de la tosca T7, se extiende una nueva magnetozona normal desde la base de la unidad psa-E hasta la tosca T8 desarrollada en el tope de la unidad psa-F. En la Fig.9.1.3/3, se representan

algunos ejemplos de estas muestras normales (desde PSA1/15/B hasta SA-10). Las direcciones obtenidas en dichos niveles son estables a lo largo del proceso de desmagnetización, permitiendo definir una componente principal confiable de polaridad normal.

Los depósitos fluviales de la unidad psa-G, proporcionan direcciones de polaridad reversa, conformando una magnetozona de alrededor de 1m de espesor, mientras que en el tope, donde en ciertos tramos del acantilado se constata el remanente de un paleosuelo con desarrollo de horizontes Bt, los registros paleomagnéticos indican polaridades normales. Durante el proceso de desmagnetización, la muestra SA-15, ejemplo del comportamiento que presentan estos depósitos fluviales, evidencia una componente de baja coercitividad, que es eliminada a 5 mT y una componente principal reversa, relativamente estable entre 7,5 y 15 mT (Fig.9.1.3/4). La muestra la PSA4/15, correspondiente al paleosuelo, no presenta componente viscosa y pierde remanencia por encima de 10 mT.

Los depósitos que sobreyacen a esta última unidad, son de polaridad normal hasta el tope del perfil geológico (Fig.9.1.4). Estos conforman una pila sedimentaria de unos 3 m de espesor, para la cual el MRC fue definido por debajo de 20 y 30 mT, según el caso; tal es así, que las muestras PSA5/15, SA-18 y PSA7/15 (Fig.9.1.3/4), correspondientes a las unidades psa-H y psa-I, pierden la remanencia por encima de 20 mT y las SA-21 y SA-23 (Fig.9.1.3/5), correspondientes al nivel de loess que se desarrolla en el tope del acantilado, se mantienen estables hasta 30 mT.

Los resultados indican que la estabilidad de las direcciones de magnetización remanente durante el proceso de “lavado magnético”, varía entre muestras correspondientes a distintos depósitos. En la mayoría de las muestras, la declinación e inclinación del magnetismo remanente, se mantienen estables hasta 20 o 30 mT; sólo unas pocas muestras evidenciaron estabilidad hasta campos de 40 mT; por encima de éstos campos, las muestras analizadas pierden en general la remanencia. Esto último es consistente con los valores de H_{cr} indicados para estos depósitos, en este caso inferiores a 30 mT.

La columna magnetoestratigráfica se realizó tomando como base los estudios geológicos propios y los esquemas estratigráficos definidos por otros autores para el mismo sector de acantilados. De tal forma, las magnetozonas determinadas en el perfil de Punta San Andrés son asignadas de base a techo a los cronos Gauss (3,0 - 2,6 Ma), Matuyama (2,6 – 0,78), dentro del cual fue posible registrar direcciones de polaridad normal asignables a los subcronos Olduvai (2,02 - 1,78 Ma) y Jaramillo (1,05 – 0,99 Ma), y finalmente al cron Brunhes (< 0,78 Ma). Como ya se indicara en el capítulo 7, este perfil está integrado de base a techo por las Formaciones Vorohué, Punta San Andrés, Miramar y Arroyo Seco, en el sentido de Kraglievich (1952) y teniendo en cuenta la interpretación de Teruggi et al. (1974); en el sentido de Zárte (1989) y de acuerdo a Beilinson

(2009), este perfil está integrado por la Aloformación Punta San Andrés, diferenciada en tres alomiembros (inferior, medio y superior) y la Aloformación Arroyo Lobería en el tope. Los resultados paleomagnéticos, permiten acotar la edad de estas unidades estratigráficas, dentro del intervalo Plioceno Superior – Pleistoceno Tardío. La ausencia del subcron Kaena o Mammoth dentro del cron Gauss, estaría limitando la edad de los depósitos más antiguos a menos de 3 Ma. La edad de las inversiones magnéticas definidas para el Neógeno-Cuaternario, se indican de acuerdo a las propuestas por Stratton Noller (2000) y la correlación entre unidades magnetoestratigráficas y cronoestratigráficas corresponde a la establecida por la ICS (Tabla de correlación cronoestratigráfica, versión 2017).

9.2 San Eduardo del Mar

Para determinar la polaridad magnética de las unidades litológicas del perfil San Eduardo del Mar (SEM), se extrajeron y midieron 59 muestras cúbicas. La declinación e inclinación del MRN se representan en la red estereográfica de la Fig.9.2.1a. Esta permite constatar direcciones de MRN tanto normales como reversas y anómalas, sin embargo se registra un predominio de las primeras. Los valores de J_{mrn} varían entre 1,5 y $230 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$; aunque cabe destacar, que la mayor parte de las muestras presentó valores de J_{mrn} inferiores a $60 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (9.2.1b). Fuera de este intervalo, la muestra de tierra cocida (TC) arrojó un valor de J anómalo, significativamente más elevado, $J_{mrn}=1380 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$. Los valores más bajos corresponden a la unidad arcillosa de la base del perfil (sem-A) y los más elevados a la unidad franco-arenosa del tope (sem-G).

El comportamiento de la intensidad frente al proceso de desmagnetización de las muestras, se sintetiza mediante un diagrama de curvas de frecuencia acumulada (Fig.9.2.1c-d). Los resultados obtenidos indican que a 2,5 mT de campo aplicado, el 60 % de las muestras evidenció pérdida de J y el 40 % incremento (c). Este último fenómeno, si bien parece contradictorio, ya que al desmagnetizar una muestra se esperaría obtener pérdida de intensidad, se debe a la presencia de una componente viscosa de baja coercitividad y alta intensidad, que es eliminada a campos bajos (< 10 mT). En la Fig.9.2.2, se indica un ejemplo de éste comportamiento; ambas muestras presentan al menos 2 componentes de magnetización: una viscosa representada por el pico de incremento de J/J_{mrn} y otra principal, por la caída de estos valores. Si bien en éste perfil, este comportamiento se registra para un número considerable de muestras, otras evidencian caída de J desde el comienzo del proceso de desmagnetización. Las curvas que se indican en la Fig.9.2.1d, permiten constatar para estas últimas, que si bien el porcentaje de pérdida de J difiere entre las mismas, la caída más notable se registra entre 5 y 15 mT. De tal forma, la mayoría de estos

depósitos han perdido a 15 mT de campo aplicado, entre el 50 y 90 % de su J_{mrm} ; otras manifiestan estos porcentajes de pérdida a campos más bajos. Otras muestras, luego de haber perdido más del 70 % de intensidad a 20 mT, presentaron incrementos y oscilaciones significativas de J (Fig.9.2.3); estas últimas corresponden a muestras extraídas del relleno arcilloso de crotovinas que se encuentran en la unidad sem-A. En estos casos, mientras las direcciones de magnetización obtenidas son estables por debajo de 20 mT, por encima son sumamente erráticas. Por otra parte, el comportamiento de la muestra de tierra cocida (TC), evidenció la presencia de magnetita y una notoria contribución de antiferromagnéticos (posiblemente hematita, por el color rojizo del clasto); el primer tramo de la curva de desmagnetización (entre 2,5 y 20 mT), donde se constata una significativa caída de J , es compatible con el comportamiento de magnetitas; sin embargo, la intensidad remanente que presenta la muestra a 100 mT ($J_{100\text{mT}}/J_{\text{mrm}} \sim 20\%$), indica la presencia de antiferromagnéticos (Fig.9.2.4). En este caso, las direcciones de magnetización hasta 100 mT de campo aplicado, se mantuvieron estables a lo largo del proceso de desmagnetización; en el estereograma puede observarse que las 14 mediciones no varían de posición, por cuanto el MRC ($D=163^\circ$, $I=77,6^\circ$) fue determinado con un M.D.A de $0,7^\circ$. En la tabla de dicha figura se consignan los valores de las componentes de magnetización remanente obtenidas durante el “lavado magnético” de la muestra. Este resultado, estaría evidenciando la presencia de magnetita en el interior del clasto de tierra cocida, para la cual el coeficiente S_{-300} y el ciclo de histéresis indicaron presencia de hematita. Cabe señalar, que las direcciones de polaridad obtenidas en este caso, son contrarias a las del material hospedante. Podría interpretarse que el impacto producido por algún meteorito habría ocurrido en relación a un evento de polaridad reversa, sin embargo no se dispone de información suficiente para afirmarlo. La formación de un núcleo de magnetita, por efecto del calentamiento a altas temperaturas de materiales loésicos, ha sido comprobado en la fabricación de ladrillos; en el interior de estos últimos, es frecuente observar una zona central de color negra, que contrasta con el color anaranjado del exterior, presentando una κ notablemente más alta la primera que la segunda (Bidegain com. pers.).

En la Fig.9.2.5/1-5, se indican estereogramas, diagramas de Zijdeveld y curvas de desmagnetización de ejemplos de muestras correspondientes a las distintas unidades litológicas; en la Fig.9.2.6 se indica el perfil paleomagnético con la interpretación magnetoestratigráfica. Para la muestra SEM-1, extraída de los afloramientos irregulares más antiguos que se encuentran entre el frente del acantilado y la playa, se determinó un MRC de polaridad reversa-ecuatorial ($D=198^\circ$ y $I=8$). El proceso de desmagnetización se realizó en este caso en 15 pasos entre 2,5 y 80 mT de campo aplicado, para el cual, las componentes direccionales adquirieron estabilidad entre 10 y 20 mT. Esta muestra corresponde a la base de la unidad sem-A, sin embargo es el único

registro de direcciones reversas en relación a esta última, ya que el resto de las muestras extraídas de dicho nivel son de polaridad normal. Para dicho paquete sedimentario, se representan muestras seleccionadas correspondientes a la base (SEM.2), sector medio (SEM.9) y techo de la misma (SEM.15) (Fig.9.2.5/1). Para la unidad sem-B, se indica el comportamiento de las muestras SEM.19 y SEM.21, y para sem-C, las muestras SEM.27 y SE2.1_2015_t (Fig.9.2.5/1-2). Como se puede observar, algunas de estas muestras presentan una componente viscosa que es eliminada a 2,5 y 5 mT de campo pico; entre 2,5 y 25 mT, las direcciones de magnetización remanente correspondientes a las muestras de las unidades sem-A y sem-B, se mantienen estables, mientras que por encima de 20 o 25 mT, pierden remanencia, quedando esto evidenciado por la dispersión de las direcciones obtenidas. A diferencia de las anteriores, las muestras de la unidad sem-C, presentan remanencia magnética hasta 40 mT de campo aplicado. Por encima de la calcreta T2, cambia la polaridad magnética de los depósitos, de normal a reversa, sólo algunas muestras extraídas del relleno de paleocuevas, proporcionaron direcciones de polaridad normal. Esta magnetozona comprende a las unidades sem-D y sem-E, del sector medio del perfil y tiene un espesor de unos 4,20 m en el sector muestreado, sin embargo, cabe señalar, que debido a la significativa irregularidad de su espesor, esta puede ser tanto mayor como menor. Tal es así, que en ciertos tramos del acantilado, ambas unidades llegan a constituir aproximadamente las 3/4 partes de su espesor. Para la unidad sem-D se midieron 34 muestras, de las cuales se representan sólo cinco, a fin de ejemplificar el comportamiento de las mismas. Las muestras SE3, SE.15 y SE11b/15_b, corresponden al depósito que caracteriza a la unidad SEM.D, y las muestras SE12/15_b y SE17, corresponden al relleno de crotovinas que se encuentran atravesando dicha unidad (Fig.9.2.5/2-3). Cabe señalar, que excepto la muestra SE17, la mayoría presentó una componente viscosa que fue eliminada por debajo de 10 mT, mientras que el MRC se definió entre 10 y 40 mT. Los depósitos que rellenan ambas crotovinas son litológicamente distintos; uno está conformado por una alternancia de capas de arcilla y arena fina que le otorgan un aspecto bandeado y la otra por un relleno franco-limoso con estructura laminar fina, sin embargo ambas proporcionan direcciones confiables. La muestra del primero de los rellenos descritos (SE12/15_b), presenta una componente de baja coercitividad con direcciones de magnetización anómalas ($D=155^\circ$, $I=-44^\circ$, $MDA=2,4^\circ$) y una principal definida entre 10 y 50 mT, con direcciones reversas ($D=163^\circ$ $I=45^\circ$, $MDA=15^\circ$); la del segundo relleno (SE.17), presenta una componente de magnetización con direcciones reversas ($D=165^\circ$ $I=45^\circ$ $MDA=2^\circ$), que se mantienen estables desde el MRN hasta 100 mT de campo AF. Si bien estos resultados indican tanto para el relleno de las crotovinas como para el material hospedante, direcciones de polaridad reversa, la presencia de una componente anómala a campos bajos, en la muestra

extraída del relleno de la crotovina del tope, podría estar indicando, la cercanía de un cambio de polaridad.

Las muestras SE15/15_b, SE18/15_b y SE22/15_b, corresponden a ejemplos representativos del sector inferior y medio de la unidad sem-E, la muestra SE23/15_b, al relleno de una crotovina inmersa dentro de esta última y las muestras SE24/15, SE26a/15_b y SE27/15 a la sección superior (Fig.9.2.5/3-4). Este paquete de sedimentos, es de polaridad reversa en el sector medio e inferior, mientras que en la sección superior se registran polaridades normales y ecuatoriales que denotan para este sector, cierta dispersión en el registro de direcciones. Como se puede observar en la Fig.9.2.6, las componentes direccionales del MRC, indican que esta pila de sedimentos, se depositó principalmente durante un cron de magnetopolaridad reversa, sin embargo, los registros proporcionados por el relleno de las crotovinas y los depósitos del tope de sem-E, indican la existencia de direcciones de polaridad normal, que podrían asignarse al subcron Olduvai.

En el paleosuelo de la unidad sem-F, se consolida dicho cambio de polaridad; las muestras SE29/15 y SE29/15_b, son ejemplos representativos de la misma (Fig.9.2.5/5). A lo largo de todo su espesor, estas unidades proporcionan direcciones de polaridad normal, con valores de inclinación más estables que los de declinación; los primeros oscilan levemente alrededor de -65° y los segundos entre 310° en la base y 40° en el tope.

El último registro de direcciones de polaridad para el perfil San Eduardo del Mar, corresponde a la unidad sem-G. Los resultados obtenidos han permitido establecer para esta última, una zona de polaridad reversa enmarcada entre dos de polaridad anómala con valores de inclinación negativa que no se corresponden con los de declinación (Fig.9.2.5/5 y 9.2.6). Al comparar los valores de inclinación de los 4 m superiores del perfil, podemos constatar que la inclinación es más estable que la declinación. Si estableciéramos la polaridad de estos sedimentos, considerando los valores proporcionados por la componente que evidencia mayor estabilidad de sus direcciones (la inclinación, en este caso), estaríamos en presencia de una zona de polaridad normal que comienza en el tope de sem-E y se continúa hasta sem-G, dentro de la cual se obtiene un pequeño registro de direcciones reversas. El aumento de J_{mrn} en la unidad sem-G (Fig.9.2.6), estaría dado por un incremento en la concentración de ferrimagnéticos, evidenciado por su valor de χ_{br} (Fig.8.2.2). La caída significativa de J durante los primeros pasos del proceso de desmagnetización, indica que el portador de la remanencia es magnetita MD. Esto explicaría el registro de estas polaridades anómalas, teniendo en cuenta que la estabilidad de la magnetización remanente decrece al aumentar el tamaño de grano magnético (Thompson y Oldfield, 1986; Maher, 1988).

A pesar de las distintas respuestas halladas frente al proceso de desmagnetización, fue posible determinar la polaridad magnética de los depósitos del perfil San Eduardo del Mar, con buen

grado de confiabilidad. Se determinaron 4 magnetozonas alternantes de polaridades normales, reversas, ecuatoriales y anómalas, estas últimas en menor medida. Las unidades sem-A, sem-B y sem-C de la base del perfil conforman una magnetozona de polaridad normal, de unos 4 m de espesor en el sector muestreado, aunque cabe señalar que en relación a la plataforma de abrasión desarrollada sobre la sección más profunda de la unidad basal, se obtuvo una muestra de polaridad reversa-ecuatorial, que podría estar indicando la transición de un cambio de polaridad. Si bien el dato obtenido no resulta suficiente para afirmar esto último, ya que no fue posible realizar un muestreo representativo del nivel más profundo afectado por la acción de las mareas, deja planteado dicho interrogante. Teniendo en cuenta las características litológicas y el contenido paleontológico, las unidades sem-A, sem-B y sem-C de polaridad normal corresponderían al cron Gauss ($> 2,588$ Ma), mientras que las otras magnetozonas a los cronos Matuyama ($2,588 - 0,78$ Ma) y Brunhes ($< 0,78$ Ma), este último con dudas. Precisar con mayor exactitud la edad de estas unidades, excede los alcances de este estudio, debido a la falta de dataciones absolutas y estudios paleontológicos. Sin embargo, las características litológicas, estructuras primarias y forma de los cuerpos sedimentarios que se encuentran por encima del límite Gauss-Matuyama hasta la unidad sem-F, permitirían asignarlos al Pleistoceno Tardío, edad en la cual, a nivel global, predominó un clima frío y seco, relacionado a períodos glaciales. Las direcciones de polaridad normal que se registran dentro de dicho intervalo, en relación al relleno de las crotovinas, podrían corresponder a los subcronos Jaramillo ($1,071-0,990$ Ma) u Olduvai ($1,925-1,78$ Ma). La sucesión de paleosuelos superpuestos identificados como unidad sem-F, de polaridad normal, denota un mejoramiento del clima regional, acompañado por una merma en la tasa de sedimentación, que podría ser atribuida a un período interglacial del Pleistoceno medio. Si esto es correcto, las direcciones de polaridad normal registradas en esta unidad corresponderían al cron Brunhes, lo que significaría que el registro de polaridad reversa del tope de la sección superior podría asignarse a Blake ($0,121$ Ma). Otra posibilidad, es que el cron Brunhes no se encuentre representado en San Eduardo del Mar, y que por encima de Gauss, todos los depósitos sean de edad Matuyama. De esta manera, la unidad sem-F podría ser asignada a uno de los subcronos de polaridad normal que se encuentran dentro de este último, permitiendo estimar para la misma una edad no menor a 1Ma.

9.3 Fogones de La Costa

Para definir la polaridad magnética del perfil Fogones de la Costa, al sur de Miramar, se extrajeron y midieron 72 muestras cúbicas. En primer lugar se midió el MRN de todas las muestras, cuyos

valores de declinación e inclinación magnética, se representan en el estereograma de la Fig.9.3.1a. En dicho diagrama se constata un predominio de direcciones de magnetización normales y unas pocas reversas. Los valores de J_{mrr} , varían entre 1,5 y $1200 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$, sin embargo cabe destacar que la mayoría de los depósitos tienen menos de $85 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (Fig.9.3.1b).

El proceso de desmagnetización se llevó a cabo desde 2,5 mT hasta 60, 80 y 100 mT, según el caso. En la Fig.9.3.1c, se indican las curvas de frecuencia acumulada que representan la caída porcentual de J en función del campo aplicado. En dicha figura, puede observarse que a 30 mT gran parte de las muestras ha perdido más del 90 % de su intensidad inicial, sin embargo, en los primeros pasos del proceso, particularmente de 5 a 10 mT, dicha pérdida varía notablemente entre las distintas muestras; por ejemplo, mientras a 10 mT algunas han perdido el 90 % de su J_{mrr} , otras han perdido menos del 25 %. Estas diferencias plantean la necesidad de aumentar el número de pasos por debajo de 15 mT, para obtener direcciones de remanencia confiables, sobre todo en aquellas muestras que denotan a campos bajos un comportamiento “blando”.

En la Fig.9.3.2/1-5, se indican los estereogramas, diagramas de Zijderveld y curvas de desmagnetización correspondientes a ejemplos de muestras representativas de cada magnetozona y de los distintos comportamientos registrados y en la Fig.9.3.3 el perfil paleomagnético con la interpretación magnetoestratigráfica correspondiente.

En los depósitos de la unidad fc-A, que afloran en la sección inferior del acantilado, se obtuvieron muestras de polaridad anómala (declinación normal e inclinación positiva), ecuatorial-normal y normal; estas últimas, se registran donde se hacen abundantes las venillas calcáreas y se encuentra preservado el remanente de un horizonte Btg de paleosuelo (PS.1). Los diagramas correspondientes a la muestra PH1A, ejemplifican el comportamiento de los materiales que presentan polaridad anómala y la muestra PH1G, el comportamiento obtenido para el nivel de paleosuelo PS.1 de polaridad normal, que yace por encima de la calcreta T1 (Fig.9.3.2/1).

Los depósitos que conforman la unidad fc-B, proporcionan direcciones reversas desde su base hasta el nivel de tosca T2 y direcciones normales en relación al horizonte de paleosuelo PS.2 que se desarrolla en el tope de esta unidad. Las muestras PH2B y PH2C representan el comportamiento de los depósitos de polaridad reversa y las muestras PH4 y PH4B, los de polaridad normal (Fig.9.3.2/1-2). Las primeras presentan una componente viscosa, que es eliminada a 7,5 mT y las segundas, una menos coercitiva que es eliminada a 2,5 mT. Las direcciones que conforman la componente principal de magnetización remanente se obtienen por encima de los campos magnéticos mencionados.

Los depósitos de la unidad fc-C, también son de polaridad normal, al igual que los niveles del tope de la unidad anterior. Dichos registros se obtienen en depósitos de llanuras aluviales, sobre un depósito conglomerádico matriz sostén (diamicto) y sobre el remanente de un horizonte Bt de paleosuelo denominado PS.3. Las muestras PH5.1 y PH5.2 se extrajeron del diamicto, las PH5b y PH5c de los depósitos de planicie de inundación menos afectados por el carbonato de calcio y la PH8 del horizonte Bt del tope de la unidad fc-C. Si bien todas las muestras son de polaridad normal, cabe señalar, que hacia el tope de esta unidad, se registra un desplazamiento de la direcciones del MRC hacia el ecuador, como ocurre en el paleosuelo mencionado.

El segundo cambio de polaridad, se registra en relación a los sedimentos que conforman la unidad fc-D. Esta unidad constituye un registro de polaridad reversa de unos 1,5 m de espesor. Las muestras evidencian una componente viscosa entre 2,5 y 7,5 mT y una componente principal estable entre 10 y 40 mT. Las muestras PH9c y PH9b corresponden a la base de esta unidad, la PH10b fue extraída del material que se encuentra entre las venas carbonáticas que constituyen el nivel calcáreo T4 y la PH9d sobre el horizonte Bt de paleosuelo PS.4 (Fig.9.3.2/3).

Por encima de esta zona de polaridad reversa, las distintas facies sedimentarias que conforman las unidades fc-E y fc-F, son de polaridad normal, sin embargo, este cambio de polaridad se registra de manera gradual. Antes de constatarse el cambio, se registra un desplazamiento en la posición del MRC hacia el ecuador, como lo indican las direcciones obtenidas sobre el paleosuelo PS.4. Las muestras indicadas en la Fig.9.3.2/4 corresponden a la unidad fc-E. La muestra PH12C y PH9Ga, corresponden al sector basal de dicha unidad; la primera representa las direcciones obtenidas en facies limosas de llanura de inundación y la segunda en un depósito paleolagunar de textura arcillosa y fuerte grado de hidromorfismo; ambas. Las muestras PH14M y PH15A representan las direcciones obtenidas sobre la sucesión de paleosuelos superpuestos que se encuentra afectada por calcretas pedogenéticas; si bien la J_{mrn} es baja en estas últimas (entre 3 y $10 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$), las direcciones de magnetización remanente resultaron estables. Por último, la muestra FBb, representa las direcciones de polaridad correspondientes a los depósitos fluviales que en ciertos tramos del acantilado, se observan por debajo de la sucesión de paleosuelos y llegan a cortar a las unidades que yacen por encima de la calcreta T2.

Por otro lado, también se extrajeron muestras del relleno de crotovinas de gran tamaño, como las indicadas en el mosaico de fotografías correspondiente (Fig.7.6/2). Las direcciones de magnetización obtenidas durante el proceso de lavado magnético para las muestras RC1 y RC2, corresponden a rellenos de distinta característica (Fig.9.3.2/5); un conglomerado matriz sostén con estructura caótica (diamicto) y un depósito limo arenoso de estructura laminar. Si bien se esperaba obtener direcciones de magnetización remanente mejor definidas y estables en los

depósitos laminares que en el relleno diamictico, en ambos casos se obtuvieron resultados semejantes. Aunque las características de ambos rellenos evidencian condiciones ambientales de distinta energía, los resultados indican que la colmatación de la paleocueva ocurrió para un intervalo de tiempo donde la posición del campo magnético terrestre de polaridad normal se mantuvo estable.

En el tope del perfil, las unidades fc-F y fc-G proporcionan direcciones de polaridad anómalas. Las muestras correspondientes a estas unidades, han perdido cerca del 90 % de su intensidad inicial a 10 mT de campo aplicado, sin embargo, se obtienen direcciones relativamente estables hasta 30 y 40 mT, aunque con valores de declinación e inclinación contradictorios. La muestra PH17c representa el comportamiento registrado en el depósito de loess de la unidad fc-F, y las muestras PH15G y PH16 sobre el diamicto (Fig.9.3.2/5).

Sobre la base de estos resultados, las distintas zonas de polaridad magnética, fueron asignadas, de base a techo, a Olduvai (1,92-1,78Ma), Matuyama Medio (1,78 – 1,07 Ma), Jaramillo (1,07 – 0,99 Ma), Matuyama Superior (0,99 – 0,78 Ma) y Brunhes (< 0,78 Ma), permitiendo inferir una edad máxima de 1,95 Ma (Pleistoceno Inferior – Holoceno), para la sucesión sedimentaria (Fig.9.3.3). Sin embargo, la existencia de registros contradictorios de declinación e inclinación en el tope del perfil, podrían estar indicando un evento paleomagnético de polaridad reversa dentro del cron Brunhes (Blake?); sin embargo, se requerirán estudios de mayor detalle para confirmar o rechazar dicha hipótesis.

9.4 Perfil Centinela del Mar

En Centinela del Mar, se extrajeron 54 muestras orientadas cada 10 y 20 cm de separación, para cada una de las cuales se midió el MRN y MRC. En la Fig.9.4.1a se indican las direcciones del MRN proyectadas en una red estereográfica; en esta última puede observarse que la inclinación es negativa en casi todos los casos (círculos blancos), y los valores de declinación se ubican tanto en el hemisferio norte como en el sur del estereograma, por lo que éstos últimos indicarían la posible existencia de depósitos de polaridad reversa.

La J_{mrn} de estas muestras, varía entre 19 y $120 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ en la mayoría de los casos (Fig.9.4.1b). El valor más elevado, que se aparta de dicho rango ($240 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$), corresponde a una muestra extraída de un nivel de diamictos, sin embargo, cabe destacar, que sobre estos mismos se obtuvieron valores inferiores. Por tal motivo, se considera que dicho incremento, responde a un fenómeno mineralógico puntual y no estaría reflejando el incremento de la intensidad del campo magnético terrestre.

Durante los primeros pasos de desmagnetización, las muestras constatan la caída más abrupta de intensidad entre 5 y 10 mT, sin embargo, algunas muestras han perdido alrededor del 90 % de su intensidad y otras sólo el 10 % (Fig.9.4.1c). Por encima de dichos campos, la pérdida de J es menos abrupta, aunque se constata que a 30 mT, la mayor parte de las muestras ha perdido más del 80 % de su J_{mrr} , llegando en algunos casos a perder el 98 %. Por tal motivo, al aplicar campos mayores de 30 mT, los depósitos de Centinela del Mar, pierden generalmente su remanencia magnética, por lo que el MRC es establecido por debajo de dicho campo.

El comportamiento de estos depósitos frente al proceso de desmagnetización se indica en la Fig.9.4.2/1-4, mediante estereogramas, diagramas de Zijdeveld y curvas de caída de J; se indican algunas muestras representativas de los distintos niveles y por consiguiente de las distintas magnetozonas. En la Fig.9.4.3 se indica el perfil paleomagnético con la columna magnetoestratigráfica.

Los resultados obtenidos señalan la existencia de depósitos de polaridad normal en la base de la sucesión estudiada. Las muestras CM2 y CM4, representativas de la unidad cdm-A, presentan una componente viscosa con declinación reversa, que es destruida a campos bajos, mientras que el MRC se define entre 7,5 y 25 mT de campo aplicado (Fig.9.4.2/1). Estas direcciones normales, se registran desde la base del acantilado hasta el primer nivel de tosca laminar que se desarrolla en el tope de dicha unidad. En las unidades cdm-B y cdm-C, predominan los depósitos de polaridad anómala (CM.5, CM.8b, CM.10), aunque también se han obtenido algunos registros reversos (muestra CM.9, CM.10b,) y otros ecuatoriales (CM.6_b) (Fig.9.4.2/1-2). La unidad cdm-D es de polaridad ecuatorial; las muestras CM11 y CM12, ejemplifican los registros obtenidos en relación a la misma. A partir de la unidad cdm-E, los depósitos son de polaridad normal hasta el tope del acantilado (Fig.9.4.2/3-4). En esta magnetozona se registran variaciones litofaciales significativas, sin embargo, en todos los casos fue posible determinar direcciones de polaridad magnética confiables. La muestra CM.14 corresponde a la unidad cdm-E, las CM.15 y CM.16-b a la cdm-F, la CM.19 a la cdm-G, la CM.21 a la cdm-H, las CM.23 y CM25_b a la unidad cdm-I, y la CM.26_b a cdm-J. A lo largo de esta magnetozona, la inclinación varía desde -45° y -65° ; los valores más bajos corresponden al sector basal y los más altos al sector medio-superior de la misma. Los valores de declinación, si bien presentan oscilaciones, como se indica en la Fig.9.4.3, se concentran en el cuadrante noroeste.

Estos resultados, indican para los depósitos de Centinela del Mar, valores de declinación correspondientes al hemisferio norte, al sur y ecuatoriales, sin embargo, la inclinación del MRC resultó ser en la mayoría de los casos, negativa, es decir, la esperada para valores de declinación normal. Los resultados obtenidos indican valores de declinación entre 320° y 20° tanto en la base

del acantilado como en el paquete sedimentario medio-superior; entre medio de estos últimos, se constatan valores de declinación entre 100° y 180° . A lo largo de toda la sucesión, los valores de inclinación magnética varían entre -20° y -80° , sólo unas muestras proporcionaron valores positivos, aunque de baja inclinación. Si bien esto último plantea incertidumbre acerca del carácter reverso de las muestras con declinación sur e inclinación negativa, la estabilidad de la primera componente mencionada (declinación) durante el proceso de desmagnetización, la baja inclinación magnética y la existencia de un patrón de comportamiento que se repite de manera continua para un espesor sedimentario de aproximadamente 1,5 m, permiten suponer y hasta confirmar la existencia de depósitos de polaridad reversa. Más aún, habiéndose obtenido direcciones claramente reversas, en relación a dicha magnetozona.

La columna de magnetopolaridad quedó entonces definida por dos zonas de polaridad normal y una predominantemente anómala, con valores de declinación reversos e inclinación negativa. Sobre la base de datos paleontológicos y radimétricos, los depósitos de los acantilados de Centinela del Mar, son asignados por Cenizo (2011) al intervalo Pleistoceno inferior-Holoceno, sin embargo, debido a que los datos radimétricos se encuentran limitados a los depósitos de polaridad normal asignados a Brunhes, no es posible establecer con certeza la edad de los depósitos más antiguos. Considerando que la magnetozona de polaridad anómala, corresponde al cron Matuyama Superior, los depósitos de polaridad normal que yacen por encima de ésta última, pertenecerían al cron Brunhes ($< 0,78$ Ma) y los de la base del acantilado al subcron Jaramillo ($1,07 - 0,78$ Ma). Sin embargo, no se descarta que los registros de polaridad normal puedan corresponder al subcron Olduvai ($1,92 - 1,78$ Ma) o al cron Gauss ($> 2,58$ Ma).

Los datos obtenidos en el presente estudio se corresponden parcialmente con los anteriores brindados por Heil et al. (2002) y por Soibelzon et al. (2009). Las diferencias halladas en el sector basal de los distintos perfiles, evidencian la notable variabilidad del registro sedimentario en el tramo considerado.

9.5 Bahía de Los Vientos

Para determinar la polaridad magnética de las unidades litológicas que componen el perfil “Bahía de Los Vientos”, se extrajeron del frente del acantilado 59 muestras orientadas, para las cuales se midió el MRN y se determinó el MRC. En la Fig.9.5.1a se indica la proyección estereográfica de los valores de declinación e inclinación del MRN; si bien se constata un predominio de inclinaciones negativas, también se obtienen inclinaciones positivas pero de bajo ángulo. La J_{mrn} de estas muestras, varía entre 3 y $530 \cdot 10^{-6}$ Am²/kg, sin embargo, en la mayor parte de los depósitos es

inferior a $120 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$, como se indica en la Fig.9.5.1b; el 20 % de la población de muestras supera dicho valor. El pico más alto de J_{mrn} (entre 400 y $530 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$) se obtiene en la sección media del acantilado, sobre la unidad *bv-E*; picos de menor J_{mrn} , pero aún altos, se obtienen en las unidades arenosas de la base del acantilado, *bv-A* y *bv-B*, (J_{mrn} entre 100 y $200 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$) y en la unidad del tope *bv-K*, correspondiente a los diamictos (J_{mrn} entre 150 y $300 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$).

Frente al proceso de desmagnetización, la mayoría de las muestras evidenció una notable caída de J entre 5 y 10 mT de campo aplicado; en un grupo menor se constataron incrementos, algunos de ellos muy significativos (Fig.9.5.1c). A 10 mT de campo pico, el 90 % de las muestras ha perdido más del 50 % de su intensidad inicial, llegando en algunos casos a perder más del 90 % (Fig.9.5.1d). El comportamiento de las distintas muestras frente a dicho proceso de “lavado magnético”, es representado mediante redes estereográficas, diagramas de Zijderveld y curvas de desmagnetización (Fig.9.5.2/1-5). La variación en profundidad de la declinación e inclinación del MRC, de los valores de J_{mrn} y la columna de magnetopolaridad con su interpretación magnetoestratigráfica se indican en la Fig.9.5.3.

Las muestras BV.1, BV.2 y BV.4 son de polaridad reversa (Fig.9.5.2/1); estas son ejemplos representativos de la polaridad magnética hallada en la unidad de la base del acantilado (*bv-A*). Por encima, en la unidad *bv-B*, se obtienen direcciones ecuatoriales, definidas tanto por los valores de declinación como de inclinación (muestra BV.7B). Los depósitos correspondientes a las unidades *bv-C* y el sector basal de la unidad *bv-D*, proporcionaron polaridades claramente reversas (muestras BV.8 y BV.12). Los depósitos arcillosos del nivel paleolagunar *bv-D2*, presentan valores de J_{mrn} muy bajos ($< 3 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$); esto podría explicar la inestabilidad de las direcciones de magnetización remanente en relación a esta unidad, aunque cabe señalar, que a pesar de ello, estas direcciones se definen dentro del campo reverso. Las muestras BV.15 y BV.16 constituyen ejemplos representativos de dicho comportamiento (Fig.9.5.2/2). En estos casos, es posible que los valores de intensidad residual, al encontrarse cerca del nivel de ruido del magnetómetro ($J \sim 0,8$ y $0,9 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$), se vean influenciados por este último. Por lo tanto, es posible que los picos de incremento de intensidad, que se registran tanto a campos bajos como más altos sean producidos por errores vinculados a la precisión del equipo.

Por encima de la paleolaguna, se obtienen direcciones ecuatoriales en las unidades *bv-D* y *bv-E*, dadas por los bajos valores de inclinación magnética, ya que la declinación se encuentra definida entre 300° y 330° (muestras BV.23 y BV.25). Hacia el tope de la unidad *bv-E*, donde se incrementa la proporción de carbonato de calcio y se registra el pico más elevado de J_{mrn} , se obtienen polaridades anómalas, definidas por valores de declinación norte e inclinación positiva (muestras BV.27 y BV.28; Fig.9.5.2/3). Dicho comportamiento, podría relacionarse con un período de

inestabilidad del campo magnético terrestre producto de la transición de un cambio total de polaridad magnética, de reversa a normal. Por encima de la unidad bv-E, los depósitos tienen valores de inclinación magnética negativos hasta el tope del acantilado, sin embargo, a partir del nivel calcáreo T4 que se desarrolla en el tope de la unidad bv-G, la declinación oscila de una muestra a otra, desde el hemisferio norte al sur y viceversa. De tal forma, los depósitos diferenciados como unidad bv-F y los correspondientes a la sección media-inferior de la unidad bv-G, permiten definir la presencia de una magnetozona de polaridad normal a ecuatorial en el tope, de aproximadamente 2 m de espesor. Las muestras BV.34, BV.36, BV.37, son ejemplos de la primera unidad mencionada y las BV.38, BV.40 y BV.44, de la segunda (Fig.9.5.2/4). Por encima de esta magnetozona, los registros alternan entre polaridades normales, ecuatoriales y oblicuas (muestras BV.47, 48, 50, 52, 54, 55; Fig.9.5.2/4-5). A excepción de los diamictos del tope del acantilado (unidad bv-J), que son de polaridad claramente normal (muestra BV.54), a partir de la unidad bv-H, no es posible precisar la polaridad magnética. Contrariamente a lo que se podría pensar, respecto al proceso de formación del diamicto, el contenido de agua durante el acarreo, depositación y posterior compactación del mismo, habría favorecido la orientación de los granos de titanomagnetita durante un período de polaridad normal y por lo tanto el registro de sus direcciones. Por otro lado, respecto a la dispersión de las polaridades obtenidas en las otras unidades de la sección superior, no se descarta que estén relacionadas a un evento de polaridad reversa dentro de la magnetozona de Brunhes, como ya fue señalado.

En el perfil de Bahía de Los Vientos, se determinaron zonas de polaridad normal, reversa, ecuatorial y anómala, siendo la proporción de estas últimas bastante considerable. De base a techo, se determinó la presencia de una magnetozona reversa de ~ 2,5m espesor, para la cual se obtienen algunas direcciones ecuatoriales, una zona de polaridad normal de ~ 4m, con direcciones ecuatoriales desde la base hasta su sección media y finalmente, una magnetozona con registros de polaridad variables entre ecuatoriales, anómalas y normales, estas últimas definidas únicamente en los diamictos (Fig.9.5.3).

Las edades magnéticas sugeridas para estas magnetozonas, teniendo en cuenta la magnetoestratigrafía de otras sucesiones sedimentarias aledañas, con características litológicas semejantes a esta, son Matuyama Superior y Brunhes. La ausencia de dataciones absolutas y registros fósiles, no permiten ajustar con mayor exactitud la edad magnética de los mismos.

9.6 Punta Negra

Para determinar la polaridad magnética del perfil de Punta Negra, se midieron 68 muestras paleomagnéticas. Las direcciones del MRN se indican en la red estereográfica de la Fig.9.6.1a; en la misma se constata un predominio de muestras en el hemisferio norte, algunas de las cuales presentan inclinaciones positivas. Para estos depósitos, J_{mrn} varía entre 3 y $258 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$, sin embargo, en general éstas son mayores a $20 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ y menores a $60 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (Fig.9.6.1b). Los picos más elevados se registran en los depósitos de la sección media y superior del perfil, aunque en esta última son algo más bajos que en la primera. Las unidades que conforman el tercio inferior del acantilado, presentan intensidades semejantes, que varían levemente alrededor de $50 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$.

El comportamiento de las muestras frente al proceso de desmagnetización difiere entre las distintas unidades, sobre todo, por debajo de 30 mT. En la Fig.9.6.1c se indican las curvas de frecuencia acumulada que representan la caída proporcional de la intensidad a distintos campos. A 5 mT, mientras algunas muestras han perdido el 85 % de su J_{mrn} , otras evidencian una pequeña pérdida y unas pocas, incremento. En la mayoría de los casos, la caída más abrupta de J se registra entre 5 mT y 10 mT; por encima de estos campos, esta caída continúa de forma gradual, como se puede observar en las curvas de intensidad residual correspondientes a varias muestras. Estas últimas se indican en la Fig.9.6.2/1-4, junto a los estereogramas y diagramas de Zijdeveld correspondientes. En la Fig.9.6.3 se indica el perfil paleomagnético con la columna de magnetopolaridad y la interpretación magnetoestratigráfica.

Los depósitos de la sección inferior del acantilado (unidades pn-A y pn-B), proporcionan direcciones de polaridad normal; para esta magnetozona, la inclinación magnética varía entre -52° y -72° y la declinación entre 300° y 40° . En la Fig.9.6.2/1 se indican ejemplos de muestras correspondientes a esta zona de polaridad normal; para estas muestras, el MRC fue definido generalmente por debajo de 30 mT; por encima de estos campos, los granos de titanomagnetita presentes en estos depósitos pierden remanencia, quedando esto evidenciado por la dispersión de los valores de declinación e inclinación.

En la unidad pn-C se registra el primer cambio de polaridad, el cual se continúa hasta la unidad pn-D inclusive. Ambas unidades constituyen una magnetozona de polaridad claramente reversa, sin embargo, su comportamiento frente al proceso de desmagnetización difiere entre las mismas. De tal forma, a campos bajos, la J de las muestras paleomagnéticas de la unidad pn-C (PN-19, PN-20, PN-21) decae en mayor proporción que las de la unidad pn-D (PN-32 y PN-34). Las primeras, evidencian a campos bajos una componente viscosa ecuatorial que es eliminada a 7,5 mT, mientras que la componente principal reversa se definió por encima de dicho campo (Fig.9.6.2/2).

En las segundas, las direcciones de magnetización remanente de la componente viscosa difieren de las obtenidas en la unidad anterior y las direcciones que conforman la componente principal, si bien son semejantes, denotan una mayor estabilidad en pn-D que en pn-C. Estas diferencias halladas en el proceso de desmagnetización de ambas unidades, si bien no alteran el valor final del MRC, denotan diferencias en la mineralogía portadora de la remanencia magnética, producto de los procesos epigenéticos que afectaron a las mismas.

En la unidad pn-E, se obtienen direcciones de polaridad ecuatorial-normal y normal. Las primeras se registran principalmente en la sección inferior a media de esta unidad y las segundas en la superior; las muestras PN-25 y PN-35, son ejemplos representativos de la misma (Fig.9.6.2/3). Durante la desmagnetización, estas muestras denotan una abrupta caída de J a campos menores a 10 mT, con lo cual las direcciones de magnetización remanente obtenidas por encima de estos campos, resultan poco estables. Esto denota que el principal portador de la remanencia magnética de éste depósito franco-arenoso, es la magnetita MD.

La unidad pn-F, proporciona nuevos registros de polaridad reversa hasta el nivel calcáreo T6, donde no se observan las grandes crotovinas que en algunos sectores del acantilado cortan a las unidades infrayacentes; las muestras PN-36, PN-39 y PN-43, son ejemplos representativos de dicha unidad (Fig.9.6.2/3). Al comparar el comportamiento de estas muestras con el obtenido en la unidad pn-D, se constata una gran similitud en las direcciones de magnetización remanente a lo largo del proceso de desmagnetización. Particularmente, esta similitud se aprecia muy bien al comparar los diagramas de Zijderveld de ambas unidades. En relación a esto, se interpreta que ambos paquetes sedimentarios, se habrían depositado bajo la influencia un campo magnético terrestre estable y con características semejantes; sin embargo, la existencia de una magnetozona de polaridad normal definida entre las mismas, indica que se trata de unidades que tienen distinta edad magnética.

Los depósitos identificados como unidad pn-G, que constituyen la culminación del registro geológico del perfil de Punta Negra, son de polaridad normal. Las muestras paleomagnéticas indicadas en la Fig.9.6.2/4, son ejemplos de las mediciones realizadas sobre los depósitos de relleno de canal, sobre el relleno de las crotovinas y sobre el nivel calcáreo T7, correspondientes a dicha unidad. En estas muestras, las direcciones de magnetización remanente se estabilizan generalmente entre 5 y 30 mT; a campos más bajos se obtienen en algunos casos componentes viscosas y por encima pierden la remanencia. La muestra DC-45, corresponde a la matriz del relleno diamictico de las crotovinas; las direcciones del MRC obtenidas para ésta son $D=333^\circ$, $I=-64^\circ$, $MDA=7^\circ$. Las muestras PN-50 y PN-53, representan el comportamiento paleomagnético registrado sobre los diamictos y el nivel calcáreo del tope del acantilado; en estos casos, se

obtienen direcciones de polaridad normal, con valores de declinación entre 6° y 31° y de inclinación de $-65^{\circ} \pm 5^{\circ}$, determinados con un MDA $\leq 7,8^{\circ}$.

Los resultados obtenidos, permitieron definir para el perfil de Punta Negra, tres zonas de polaridad normal y dos de polaridad reversa (Fig.9.6.3). De acuerdo a los hallazgos fosilíferos indicados para el mismo sector de acantilados por Bidegain et al. (2005c), la zona de polaridad normal que se observa en el tope de la secuencia, correspondería al cron Brunhes ($< 0,78$ m.a). Los depósitos de polaridad reversa que se encuentran comprendidos entre el nivel de tosca T6 y por encima del piso calcáreo T2, contienen restos fósiles correspondientes a *mesotherium cristatum*, fósil guía del piso ensenadense, permitiendo asignarles una edad magnética Matuyama. Respecto a la subzona de polaridad normal que corta la continuidad del registro de direcciones reversas a la altura de la unidad pn-E, no se descarta que pueda corresponder a los subcronos Jaramillo (1,07-0,99 Ma) u Olduvai (2,02-1,77 Ma). Para la zona de polaridad normal que abarca los depósitos de la base del acantilado hasta el piso calcáreo T2, no se indican hallazgos fosilíferos ni dataciones que permitan ajustar con precisión la edad de los mismos. Teniendo en cuenta los resultados obtenidos y la información paleontológica precedente, se plantean para el perfil Punta Negra, dos esquemas magnetoestratigráficos tentativos, para los cuales los depósitos normales de la base podrían ser asignados al subcron Olduvai o bien al cron Gauss. De tal forma, esta sucesión sedimentaria tendría una edad mínima de 2 Ma (Pleistoceno inferior).

9.7 Balneario Los Ángeles

Para determinar la magnetoestratigrafía del perfil Balneario Los Ángeles, se midieron 69 muestras paleomagnéticas. Las direcciones del MRN se indican en la Fig.9.7.1a. Como se puede observar, todas las muestras proporcionaron valores de inclinación del MRN negativos, sin embargo para la declinación se obtuvieron valores tanto en el hemisferio norte como en el sur y el ecuador. La proyección de estas componentes en la red estereográfica, denotan una mayor concentración de puntos en el hemisferio norte, particularmente en el cuadrante noroeste, con inclinaciones entre -50° y -70° . La J_{mrn} de estos depósitos varía entre 2,7 y $203 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$, sin embargo, la mayor parte de las muestras analizadas tienen valores menores a $70 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (Fig.9.7.1b). Cabe señalar, que los incrementos más notables de J_{mrn} se obtuvieron en niveles calcáreos laminares y depósitos con estructura laminar fina. En tal sentido, se interpreta que las condiciones de formación de los éstos depósitos habrían favorecido la orientación de un mayor número de partículas ferrimagnéticas.

Frente al proceso de desmagnetización por campos alternos, los depósitos del perfil Balneario Los Ángeles, evidencian una notable caída de la intensidad en los primeros pasos, tal como se ha registrado en el resto de los perfiles indicados anteriormente; por encima de 15 mT, la disminución de J es gradual (Fig.9.7.1c). La declinación y la inclinación se mantienen estables generalmente entre 5 y 30 mT, cuando la relación J/J_{mn} es mayor a 0,10, es decir, cuando la caída de intensidad es menor a 90 %. Cuando este porcentaje de caída es superado, los depósitos de Balneario Los Ángeles pierden remanencia y las direcciones obtenidas son erráticas.

En la Fig.9.7.2/1-5 se indican los estereogramas, diagramas de Zijderveld y curvas de desmagnetización correspondientes a ejemplos representativos de los comportamientos hallados. El perfil paleomagnético y la interpretación magnetoestratigráfica se indican en la Fig.9.7.3.

En la base del acantilado, predominan las direcciones ecuatoriales, tanto sobre el horizonte Bt como sobre el nivel calcáreo T1, desarrollados sobre el tope de la unidad bla-A (muestras BLA.1, BLA.3 y BLA.4; Fig.9.7.2/1); un número menor de muestras presentó direcciones anómalas (muestras B1 y B2). En la unidad bla-B, la extracción de muestras resultó dificultosa debido a que presenta un fuerte grado de cementación calcárea, por lo que se propició el muestreo en los sectores menos entoscados; las direcciones proporcionadas por estos depósitos son ecuatoriales (muestra B4) y oblicuas (muestras B5 y B6), como se indica en la Fig.9.7.2/2. Desde la unidad bla-C hasta los diamictos del tope del perfil, se obtienen registros de polaridad normal y otros ecuatoriales y anómalos de menor espesor, en niveles carbonáticos. Las muestras BLA.9 y BLA.16, son ejemplos representativos del comportamiento paleomagnético registrado en la base y el tope de la unidad bla-C; las BLA.18 y B.10 corresponden a la unidad arenosa de color grisácea, denominada bla-D1; las BLA.24 y BLA.28 a la unidad arenosa de color rojiza, denominada bla-D2; las BLA.37, BLA.38 y BLA.41 a la unidad bla-E arcillosa de color marrón con fuertes tintes anaranjados; las muestras BLA.42, BLA.45, B.18, corresponden a los diamictos del tope del acantilado. En la Fig.9.7.2/5, se indican ejemplos de muestras de polaridad ecuatorial y anómala, obtenidas donde yacen los niveles calcáreos T4 y T6. Exceptuando estos niveles calcáreos, los depósitos del perfil Balneario Los Ángeles, proporcionan direcciones de magnetización remanente que permiten obtener polaridades definidas, aunque cabe señalar, que en los niveles arenosos, la estabilidad de la remanencia es menor que en los de textura más fina.

Los resultados obtenidos, indican que la sucesión sedimentaria de Balneario Los Ángeles es de polaridad normal, ya que no es posible afirmar la presencia de depósitos de polaridad reversa; sólo algunos niveles de menor representación presentan direcciones ecuatoriales o anómalas que se apartan de los registros claramente normales.

La presencia de discontinuidades erosivas y paleosuperficies calcáreas, evidencian un hiatus en el registro sedimentario del perfil Balneario Los Ángeles y por lo tanto, un registro incompleto de la polaridad magnética del mismo. Frente a estas características, es posible que en dicha sucesión, se encuentren en contacto discordante, magnetozonas de polaridad normal de distinta edad magnética. Apoya esta interpretación, la existencia de restos fósiles asignados al Marplatense-Ensenadense en la base del acantilado y otros pertenecientes al Bonaerense-Platense en la parte superior, por Prevosti et al. (2013). De tal forma, los depósitos más jóvenes del presente perfil, podrían asignarse al cron Brunhes y los más antiguos a los subcronos Jaramillo u Olduvai del cron Matuyama, aunque no se descarta que estos últimos puedan corresponder al cron Gauss. Más aún, la obtención de direcciones ecuatoriales y anómalas con valores de declinación reversa, en sector medio del perfil, favorecen dicha interpretación (Fig.9.7.3).

Si bien no se dispone de otro tipo de datación o de información paleontológica más completa, entendemos que la edad establecida mediante paleomagnetismo para el perfil Balneario Los Ángeles, brinda una primera aproximación al establecimiento de la edad relativa de estos depósitos.

CAPÍTULO 10: NUEVOS REGISTROS DE POLARIDAD Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN LA CANTERA DE JUÁREZ DE LA PLATA.

El perfil “Cantera de Juárez” se ubica en la afueras del casco urbano de La Plata, en el sector sureste (34° 59’ 06’’ S / 57° 53’ 10’’ O) (Fig.10.1). En dicha zona se distinguen dos ambientes geomorfológicos de importancia, denominados por Fidalgo y Martínez (1983), Zona Interior y Planicie Costera. La Zona Interior, se extiende entre 5 y 25 m.s.n.m y es en ella donde se encuentra emplazado el perfil geológico de estudio. En estos sectores los suelos son de buena calidad y bien drenados (Giménez et al., 1992), predominando los procesos de infiltración. En la planicie costera las alturas están en un 90 % por debajo de los 3 m.s.n.m y constituye un ámbito de descarga parcial del sistema subterráneo (Krusse et al., 2004), por lo que es común la presencia de encharcamientos y bañados. La cantera se ubica a una cota variable entre 15 y 17 m.s.n.m., entre las calles 614, 619, 1 y 115. Bidegain y Rico (2004), indican para esta misma cantera un superficie de excavación de 50.000 m² y una profundidad promedio de 13 m. Actualmente, la superficie de explotación se ha incrementado en aproximadamente un 60 % y su profundidad en unos 4 m. La topografía de los alrededores de la cantera evidencia una alternancia entre valles y divisorias con senos y crestas suaves, respectivamente. Si bien la excavación se encuentra emplazada en un alto topográfico, en los alrededores cercanos se registran variaciones considerables donde las cotas varían entre 11 y 19 m.s.n.m.

La zona de La Plata ha sido la más estudiada desde el punto de vista paleomagnético. Además se han realizado numerosas investigaciones referidas a la posibilidad de utilizar los parámetros magnéticos en la interpretación de los ciclos magnetoclimáticos (Bidegain et al., 2001, 2005, 2007).

A fin de completar la columna de magnetopolaridad y los perfiles de κ y de χ_{bf} del sector más profundo de la cantera de Juárez, se realizan nuevos muestreos y mediciones. Los resultados obtenidos son utilizados para ser contrastados principalmente con los del sector costero.

La secuencia geológica expuesta en la cantera de “Juárez”, tiene un espesor máximo de 17 m. Las unidades litológicas diferenciadas y los perfiles de κ y χ_{bf} se indican en la Fig.10.2, junto a los resultados paleomagnéticos que se describen más adelante. Fotografías de los distintos frentes de la cantera y de algunos rasgos geológicos y paleopedológicos a destacar, se indican en la Fig.10.3.

Se reconocen facies depositacionales correspondientes a loess y loessoides; los segundos vinculados principalmente a paleocauces, llanuras de inundación y paleolagunas. Las facies post-depositacionales están representadas por remanentes de horizontes Bt de paleosuelos con buen grado de desarrollo y niveles calcáreos. La mayoría de los horizontes iluviales son reconocibles por

su característico perfil en media caña, coloración castaño oscura y estructura prismática o en bloques angulares (Fig.10.3/1, fotos a y b). En los depósitos más antiguos, las facies carbonáticas son generalmente de morfología laminar y gran dureza, mientras que en los depósitos más jóvenes, predominan las calcretas de morfología nodular pulverulenta. Las primeras se habrían originado por fluctuaciones del nivel freático y las segundas por pedogénesis. Los rasgos hidromórficos son relevantes a lo largo de toda la secuencia, conformando pátinas, moteados, dendritas y concreciones de Fe-Mn, aunque cabe señalar que en niveles gris-verdosos y carbonáticos se registra un fuerte incremento de los mismos.

Los depósitos de este perfil han sido asignados a la Fm. Ensenada, Fm. Buenos Aires y Fm. La Postrera, por Bidegain y Rico (2004), siguiendo el criterio de Riggi et al. (1986). El contacto entre unidades es generalmente concordante y neto, aunque también se han registrado discordancias erosivas, como se indica en la figura; contactos transicionales y difusos se registran fundamentalmente a nivel de sub-unidad.

La exposición comienza con el afloramiento de horizontes Bt, que se observan a modo de hendidura en el frente de las paredes de la cantera, como ha sido indicado anteriormente. El paleosuelo más antiguo, denominado cj-A (fotos b y c), no presenta expuesta su base, afloran sólo 0,25 m de espesor; el segundo, identificado como cj-B, tiene unos 0,55 m de espesor y presenta en su base una delgada capa correspondiente a un horizonte BC, que separa mediante concordancia neta y plana, ambos paleosuelos. Estas unidades presentan rasgos pedológicos de iluviación argílica con desarrollo de estructura en bloques angulares y de hidromorfismo tales como, pátinas, concreciones y dendritas de óxidos de Mn.

La unidad cj-C, yace en concordancia sobre el paleosuelo de la unidad anterior y tiene alrededor de 2 m de espesor, en el sector muestreado (foto e). Son depósitos loésicos, de textura limo-arenosa, color castaño amarillento, que conforman un resalto de perfil recto y vertical; en el sector basal y medio de esta unidad no se observan estructuras, sin embargo en el tope presenta laminación marcada y abundantes intraclastos de tosca. Sobre esta unidad se desarrolló un depósito calcáreo conformado por láminas sub-horizontales de gran dureza que afectan aproximadamente 1/3 de la unidad (foto f).

La unidad cj-D, yace en concordancia sobre la unidad anterior. Corresponde al paleosuelo de polaridad reversa indicado por Bidegain y Rico (2004), que posteriormente es considerado por Bidegain et al. (2007), horizonte guía de extensión regional para la ciudad de La Plata y alrededores. Es un cuerpo de geometría tabular, con perfil en media caña, sus contactos tanto en la base y como en el techo son planos, netos y relativamente horizontales (fotos a, g). Se trata de una sucesión de horizontes Bt correspondientes a un paleosuelo que se habría formado a

expensas de la unidad infrayacente (cj-C), dando lugar a la formación de horizontes Bt. Estos son de textura limo-arcillosa y presentan estructura prismática bien desarrollada y rasgos de hidromorfismo que en algunos frentes de la cantera se incrementan notablemente en la mitad inferior del paleosuelo (foto g), donde también se constatan rizoconcreciones carbonáticas (foto h). En algunos tramos, estos horizontes de paleosuelo son reemplazados lateralmente por facies paleolagunares que presentan abundantes nódulos de arcilla gris-verdosa y óxihidróxidos de hierro de color anaranjado.

La unidad cj-E, yace por encima del paleosuelo de polaridad reversa (fotos a, i). Su espesor es irregular a lo largo del frente de la cantera, llegando en algunos tramos a conformar una pila sedimentaria relativamente homogénea de hasta 6 m de potencia. Sus características litológicas son semejantes a las descritas anteriormente para la unidad cj-C. Es un depósito de loess, de textura limo-arenosa en la base y limosa en el sector superior, es compacto, friable, de color castaño claro, no se reconocen estructuras primarias, contiene crotovinas y se mantiene en paredes verticales. A lo largo de su espesor alternan niveles pedogenizados de contactos difusos y entoscamientos que se concentran a modo de pisolitas de gran dureza en el sector basal de esta unidad y conformando depósitos carbonáticos laminares en el tope. Sin embargo, cuando estos últimos no se observan, se distingue un paquete sedimentario de unos 0,50m de espesor, de textura limosa, color castaño, estructura laminar gruesa con barnices de óxidos de Fe-Mn (foto j). A diferencia de los paleosuelos descritos anteriormente, se observa a modo de resalto, no como hendidura. No se reconocen rasgos de iluviación argílica, pero sí un intenso grado de bioturbación evidenciado por la presencia de trazas fósiles de raíces y lombrices. El tope de este paleosuelo se halla parcialmente erosionado y conforma el último registro geológico correspondiente a la Fm. Ensenada, conforme a lo establecido en nuestros trabajos previos (Bidegain y Rico, 2004).

Los depósitos diferenciados como unidad cj-F (fotos a, j), constituyen una sucesión pedosedimentaria de entre 3 y 5 m de espesor, que se apoyan en discordancia erosiva sobre la unidad anterior, por lo que el material parental de origen loésico habría sido retransportado y redepositado por el agua, al menos, al comienzo de su depositación; la presencia de litosomas con base cóncava que definen un contacto neto e irregular entre ambas unidades y los frecuentes rodados (foto k) que se registran en la base de la unidad cj-F son evidencia de dicho acarreo fluvial. La sucesión de paleosuelos soldados que se desarrollaron a expensas de dicho material, conforman un paquete de textura arcillosa y marcada estructura pedogenética en bloques angulares, que le confiere a la unidad un aspecto cuarteado característico, que se extiende homogéneamente a lo largo de todo su espesor. Estos paleosuelos son de color rojizo, semejante al de los paleosuelos Bt anteriormente descritos y presentan abundantes pisolitas de Mn-Fe,

algunas de hasta 5 mm de diámetro. Conforme las muestras preparadas por la Lic. Sandra Jurado y el Ing. Guillermo Álvarez en el LEMIT, las observaciones realizadas bajo microscopio calcográfico indican que estas concreciones poseen en su interior, granos de magnetita de tamaños variables entre 2,46 y 31,39 μm de diámetro (Fig.10.4). La superposición de perfiles pedológicos mencionada para la unidad cj-F, evidencia una merma en la tasa de sedimentación, la cual habría favorecido el desarrollo de paleosuelos superpuestos. La homogeneidad de estos materiales, es interrumpida en algunos sectores por grandes crotovinas con relleno laminar (foto l), por cuerpos paleolagunares de coloración gris verdosa y geometría lenticular (foto m), y por 2 niveles carbonáticos compuestos por rizoconcreciones pulverulentas de extensión regional, que se habrían formado bajo condiciones de marcada estacionalidad húmeda-seca. Estos últimos, se constatan en varias canteras y excavaciones artificiales del partido de la Plata, lo cual permite constatar su continuidad lateral en la región.

La unidad cj-G corresponde a los sedimentos de la Fm. La Postrera, la cual presenta un registro discontinuo en la región. En esta cantera, se observa en el frente norte de la misma, en discordancia erosiva sobre los depósitos de la Fm. Buenos Aires. Es un material loésico, de color castaño claro, textura limosa y carente de estructura primaria (masivo). El suelo actual de la zona, se desarrolla sobre esta unidad y también sobre la anterior; presenta horizontes iluviales con estructura prismática marcada y color pardo grisáceo con carbonato de calcio diseminado.

Un aspecto que cabe destacar, es la ausencia de horizontes eluviales en los perfiles paleopedológicos. Esta falta de registro podría relacionarse con la erosión de los mismos durante períodos de extrema sequía o bien por efecto del enmascaramiento del horizonte A, debido a la imposibilidad de reconocerlo por el color negro que le proporciona su contenido orgánico, ya que en suelos enterrados la materia orgánica generalmente se pierde por oxidación (Birkeland, 1984). En estos casos, la determinación de la estructura pedogenética mediante estudios micromorfológicos, podrían confirmar o no su existencia, sin embargo, el uso de esta técnica, excede el alcance de la presente tesis.

Por otra parte, cabe destacar, que en la cantera de Juárez se constata una sucesión estratigráfica semejante a la descrita en otros perfiles de la ciudad de La Plata y alrededores. Esto denota la continuidad lateral que presentan las distintas unidades litológicas en la región mencionada, favoreciendo la correlación estratigráfica de las mismas. Por el contrario, en los acantilados del sur de Mar del Plata, la correlación es más dificultosa, debido a la existencia de un entorno geomorfológico distinto, dado por la presencia de los sistemas serranos circundantes. En el trabajo Bidegain et al. (2007), los autores correlacionan las unidades litológicas presentes en tres

perfiles a partir de datos de susceptibilidad magnética y establecen la existencia de un horizonte guía de extensión regional, como fue indicado anteriormente.

Los valores de susceptibilidad magnética fueron tomados a equidistancias de 5 y 10 cm a lo largo de todo el perfil. La forma de ambas curvas, evidencia una marcada alternancia entre paquetes sedimentarios con registros altos y bajos (Fig.10.2). Estos contrastes permitieron definir con mayor exactitud el límite entre las distintas unidades litológicas, constatándose una clara correlación entre este parámetro y el grado de pedogénesis, como se ha constatado en trabajos anteriores. De tal forma, los valores más bajos de susceptibilidad magnética se obtienen en horizontes Bt y Btg de paleosuelos y en depósitos arcillosos de paleolagunas. En las unidades menos pedogenizadas del perfil, los valores de χ_{bf} oscilan entre 150 y 190 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg, en los horizontes arcillosos generalmente son menores a 50 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg y en niveles gris-verdosos, alrededor de 10 $\cdot 10^{-8}$ m³/kg. El comportamiento de la curva de susceptibilidad magnética también es coincidente con el contorno del perfil; es decir, donde los paquetes sedimentarios constituyen resaltos, la curva de susceptibilidad marca incremento y en relación a las hendiduras, disminución. Otro aspecto a resaltar, es la menor dispersión de los valores en la Formación Buenos Aires.

En la Fig.10.2 se indica la columna magnetoestratigráfica y en la Fig.10.5/1-4 los diagramas correspondientes a muestras representativas de las unidades del sector basal y medio del perfil. Las unidades de la base (cj-A y cj-B), correspondientes a paleosuelos arcillosos, pierden alrededor del 90 % de su intensidad inicial, a campos bajos, inferiores a 10 mT, por lo que las direcciones de magnetización remanente son poco estables. En la Fig.10.5/1 se indican los diagramas correspondientes a la unidad cj-A. Las muestras extraídas de dicha unidad, si bien presentan escasa remanencia, los resultados indicarían que se trata de una magnetozona de polaridad normal. La notable caída de J a campos bajos se corresponde con la presencia de magnetita MD y los picos de incremento de J a campos altos indican la presencia de componentes de alta coercitividad (posiblemente hematita). El alto grado de alteración pedogenética que evidencian éstos paleosuelos, habría dado lugar a la destrucción de los minerales ferrimagnéticos (titanomagnetitas y magnetita) y precipitación de antiferromagnéticos (hematita y/o goethita) durante períodos climáticos benignos con marcada estación seca (Maher, 1998). Esto es evidenciado también por sus bajos valores de χ_{bf} , indicados anteriormente. En la Fig.10.5/2, se indican los gráficos correspondientes a la unidad cj-B. Las muestras extraídas de ésta unidad (CJ.3 hasta CJ.5) indican que la misma se depositó bajo la influencia de un campo magnético de polaridad normal. En estos casos, el MRC fue definido por debajo de 20 mT.

Las muestras extraídas de las unidades cj-C y cj-D, proporcionaron direcciones de polaridad claramente reversas (Fig.10.5/3), permitiendo definir la presencia de una magnetozona reversa de alrededor de 3,5 m de espesor. Estas muestras, evidencian a campos bajos, la presencia de una componente viscosa de alta intensidad que es removida a 10 mT; por encima de dicho campo, las direcciones de magnetización remanente se mantienen estables hasta 25 y 30 mT, permitiendo definir el MRC; luego, pierden la remanencia.

La columna de sedimentos restante, que conforma un espesor máximo de 11 m en la cantera estudiada, es de polaridad claramente normal, desde la unidad loésica cj-E hasta el tope del perfil y corresponde con certeza al cron Brunhes ($< 0,78$ Ma). En la Fig.10.5/4 se indica el comportamiento de 2 muestras correspondientes a la unidad cj-E; estas pierden la mayor proporción de intensidad entre 2,5 y 20 mT de campo aplicado, con lo cual el MRC es definido por debajo de este último.

Sobre la base de estos resultados y los estudios anteriores ya mencionados para dicha cantera, los horizontes Bt de paleosuelos diferenciados como unidades cj-A y cj-B, corresponderían al subcron Jaramillo, lo que permite acotar la edad de la sucesión sedimentaria a 1 Ma, como mínimo. La unidad cj-C, junto con la unidad cj-D que constituye el paleosuelo de polaridad reversa determinado por Bidegain y Rico (2004) y considerado horizonte guía de extensión regional por Bidegain et al. (2007), conforman una magnetozona reversa de unos 4 m de espesor, a la que asignamos una edad Matuyama superior. Las unidades que sobreyacen a esta última, se habrían depositado durante el cron Brunhes, constituyendo una magnetozona de polaridad normal de alrededor de 11 m de espesor.

CAPÍTULO 11: CONSIDERACIONES FINALES

Los estudios realizados confirman que las sucesiones continentales del Cenozoico Tardío de la región estudiada, presentan características geológicas particulares que rigen o condicionan el comportamiento de los parámetros magnéticos y los registros de polaridad del campo magnético terrestre. Se constata que las variaciones de los parámetros magnéticos, responden a cambios paleoclimáticos y paleoambientales. Se determinaron patrones de comportamiento en relación a los distintos cuerpos sedimentarios y a su evolución pedogenética, sin embargo, para algunos casos particulares, se plantean diversos interrogantes e hipótesis. También se establecen comparaciones con otros estudios realizados en la provincia de Buenos Aires, como se indica más adelante.

En los acantilados estudiados en la presente investigación, es frecuente la presencia de niveles carbonáticos que conforman suelos cálcicos (Mack et al., 1993). Su formación está controlada directamente por el clima y más específicamente por la precipitación anual (Mack et al., 2000, Birkeland, 1999). Independientemente de su origen diverso, ya sea a través de procesos inorgánicos o biogénicos, éstos representan condiciones climáticas áridas y semiáridas; según Goudie (1983), con rangos de precipitaciones entre 100 y 500 mm/anuales y según Mack et al. (2000) y Retallack (1992), menores a 800 y 1000 mm/anuales. Sin embargo, cabe destacar, que la acumulación de carbonatos durante períodos de sequía, habría ocurrido con posterioridad a una etapa húmeda. El desarrollo de estepas herbáceas y praderas habría favorecido el desarrollo de suelos y proporcionado el CO₂ necesario para la acumulación posterior del carbonato de calcio. En tal sentido, cabe destacar, que si bien las calcretas y los horizontes iluviales de paleosuelos, representan condiciones climáticas contrapuestas, la formación de las primeras durante un clima árido o semiárido dependerá de la ocurrencia previa de un clima más húmedo.

Un rasgo que se repite con frecuencia en éstas sucesiones sedimentarias, es la presencia de niveles arcillosos sin evidencia de estructura pedogenética y carentes de carbonato de calcio por encima de niveles calcáreos de morfología mamelonar con rasgos de disolución carbonática en el tope. Birkeland (1999), indica que en calcisoles, el horizonte Bk o K suele encontrarse directamente por debajo de un horizonte Bt. En relación a ésta particularidad, se infiere que el horizonte arcilloso, correspondería al remanente de un horizonte Bt, que habría perdido su estructura pedogenética, producto de los procesos que conllevaron a la disolución del carbonato de calcio.

Los estudios mineralógicos realizados mediante la aplicación de distintas técnicas, demuestran la utilidad del magnetismo de rocas en la determinación de la mineralogía magnética de los distintos tamaños de grano litológico. De tal forma, en la fracción limo fino-arcilla se determinó magnetita DS y SP, y minerales antiferromagnéticos como hematita y goethita; en las fracciones limo grueso y arena muy fina se determinaron las mayores concentraciones de titanomagnetita MD. Por otra parte, mediante DRx se determinó el predominio de esmectitas y materiales amorfos en la fracción limo fino-arcilla ($< 15,6 \mu\text{m}$); sin embargo, debido a las limitaciones de ésta técnica respecto al grado de cristalinidad y concentración de minerales, no fue posible la determinación de minerales magnéticos. Por Voltamperometría de Micropartículas (técnica electroquímica), se determinó la presencia de hematita en la fracción coloidal de un paleosuelo arcilloso.

A partir de las curvas MRI/MRIS obtenidas por Thompson y Oldfield (1986) para muestras de magnetita y hematita de distintos tamaños de grano (entre $0,0625$ y $1024 \mu\text{m}$), se efectuó el análisis del comportamiento de muestras de distintas fracciones granulométricas correspondientes a los depósitos estudiados. Los resultados obtenidos indican que la relación MRI/MRIS es mayor en los tamaños litológicos más finos (entre 2 y $62 \mu\text{m}$) que en los más gruesos ($> 62 \mu\text{m}$), por lo que la componente magnética de éstos últimos (Fig.8.1.6b) presentaría un mayor estado de oxidación. Esto es consistente con el comportamiento de H_{cr} ; más alto en la fracción arena que en los limos y que en las arcillas. Oliva (2005), constató variaciones en los valores de coercitividad en función del estado de oxidación de los granos de magnetita: incremento de H_{cr} en magnetitas formadas bajo una atmósfera rica en oxígeno y menor H_{cr} en magnetitas formadas bajo condiciones reductoras. De tal forma, en la fracción arena, los granos de titanomagnetita detrítica presentarían un mayor estado de oxidación que los presentes en las fracciones más finas. Bidegain et al. (2002), indican la presencia de granos de magnetita tamaño limo grueso, con evidencias de oxidación superficial a hematita, producto de condiciones climáticas relativamente más secas, correspondientes al material parental de un paleosuelo del Pleistoceno medio, desarrollado en la región de La Plata.

Los estudios de magnetismo de rocas y paleomagnéticos realizados sobre un clasto de tierra cocida, muestran en éste, la coexistencia de minerales antiferromagnéticos y ferrimagnéticos. Sin embargo, éstos últimos, por ser más magnéticos que los primeros, dominan la señal obtenida. Esto mismo, se registra en los sedimentos que conforman las sucesiones sedimentarias de la región, ya que los parámetros magnéticos son controlados por las titanomagnetitas, aún cuando

mediante la técnica de análisis Mössbauer, se constató que la hematita se encuentra en mayores proporciones (Bidegain et al., 2002).

El comportamiento de los parámetros magnéticos en la región de estudio, se corresponde con el indicado para otras sucesiones de loess/paleosuelo de la provincia de Buenos Aires, exceptuando algunos suelos actuales y paleosuelos del sector serrano. En paleosuelos zonales, los parámetros de concentración y la coercitividad, decrecen con la pedogénesis desde el material parental hacia el solum; esto es debido a la disolución química de los granos detríticos de titanomagnetita, que dominan la señal magnética de éstos sedimentos. Por el contrario, el aumento de la relación χ_{mra}/χ_{bf} , con la pedogénesis, indica neoformación de magnetita DS; sin embargo, su presencia no sería suficiente para generar el incremento de H_{cr} . Si bien los granos de magnetita DS presentan mayor H_{cr} que los MD (Thompson y Oldfield, 1986), la señal magnética de éstos horizontes Bt es al igual que para los horizontes C, controlada por la magnetita detrítica MD. Por otra parte, en suelos azonales, desarrollados en sectores mal drenados, H_{cr} se incrementa y S_{-300} disminuye, debido a la neoformación de especies antiferromagnéticas de tipo goethita o hematita, por destrucción parcial o total de la fase ferrimagnética. En éstos ambientes, los minerales de alta coercitividad se forman en períodos de sequía, a partir de la deshidratación y cristalización de geles amorfos producidos durante una fase húmeda (Walther et al., 2012). En los climas húmedos con un período de desecación corto, cristaliza goethita, y en los climas con una temporada de sequía más acentuada, precipita hematita, ya sea directamente de los geles amorfos hidratados o por deshidratación de goethita (Orgeira et al., 2002). En la Pampa Interserrana, la determinación de los argilominerales presentes en los paleosuelos de la Aloformación Punta San Andrés (principalmente interestratificados de illita/esmectita), indican que éstos se habrían formado bajo un clima seco y frío, con estacionalidad húmeda (Beilinson, 2011). El comportamiento de los parámetros magnéticos en la región de estudio, indica que bajo estas condiciones climáticas, los procesos pedogenéticos habrían dado lugar a la neoformación de magnetita DS, a la destrucción parcial de la magnetita detrítica y a la formación de antiferromagnéticos; sin embargo, cabe destacar, que el grado de alteración de las titanomagnetitas y el incremento de antiferromagnéticos en los paleosuelos zonales de éstas sucesiones, habría sido inferior al registrado en la Pampa Ondulada. En tal sentido, el contraste entre la χ_{bf} del material parental y la χ_{bf} de los horizontes iluviales, es bajo en la región de estudio y notablemente marcado en el norte de la provincia de Buenos Aires. Los valores de H_{cr} y S_{-300} obtenidos, corresponden a magnetita y titanomagnetita (op. cit.); sólo indican incremento de antiferromagnéticos en paleosuelos azonales desarrollados sobre cuerpos paleolagunares. En éstos últimos, la formación de goethita,

habría sido favorecida por la alternancia de períodos de extrema humedad (suelos saturados con agua) y períodos de sequía más cortos (op. cit.).

En el marco de los estudios paleomagnéticos realizados, el registro de polaridades ecuatoriales resultó un problema al momento de definir la magnetoestratigrafía del perfil estudiado en Bahía de los Vientos. En este caso, más de 1/3 de los depósitos que conforman el acantilado, proporcionaron polaridades ecuatoriales. Si bien estos registros estarían denotando un cambio de posición del campo magnético terrestre, no se descarta la influencia de otros factores, ya que el mayor número de muestras ecuatoriales, se obtuvo donde los valores de J_{mrn} y χ_{bf} fueron en promedio más elevados que en otras unidades. Habiéndose constatado que la χ_{bf} de los depósitos estudiados, varía sensiblemente con la concentración de sus componentes ferrimagnéticos MD (titanomagnetitas) y teniendo en cuenta que la estabilidad de la remanencia de las partículas ferrimagnéticas decrece con el incremento del tamaño de grano (Thompson y Oldfield, 1986), se interpreta que la mayor concentración de partículas MD hallada en éstos depósitos, podría ser la causa de los registros ecuatoriales y también anómalos.

A fin de comparar los resultados paleomagnéticos obtenidos en el presente estudio, con los realizados en otros perfiles de la provincia de Buenos Aires y proporcionar además, una síntesis de los estudios magnetoestratigráficos realizados en dicha provincia, en las Figs.11.1 y 11.2 se indica la magnetopolaridad e interpretación magnetoestratigráfica de distintas exposiciones sedimentarias del Neógeno-Cuaternario. En la primera figura (11.1), se consignan perfiles magnetoestratigráficos correspondientes al sector de acantilados costeros, entre el norte de Mar del Plata y el sur de Necochea, destacando con un círculo rojo los obtenidos en la presente tesis y también del sector serrano diferenciado entre Sierras de Tandil y Sierras de Balcarce. En la segunda figura (11.2), se indican perfiles magnetoestratigráficos establecidos para la región norte y noreste de la provincia de Buenos Aires, en ciudad de La Plata, ciudad Autónoma de Buenos Aires, Marcos Paz, Baradero y San Pedro.

En el sector de acantilados costeros, el espesor de las columnas magnetoestratigráficas coincide con la cota del terreno, por lo tanto, las diferencias de altura entre perfiles reflejan la topografía del tramo representado. De tal forma, se constata un alto topográfico al este de la ciudad de Miramar y al oeste de Mar del Plata, con máximos espesores (~ 27m) en la zona de Chapadmalal, que alternan con zonas relativamente más bajas, coincidentes con la presencia de valles fluviales. En dicho sector y en las Sierras de Tandil, las edades magnéticas más antiguas fueron asignadas a

los cronos Gauss y Gilbert, permitiendo establecer una edad mínima de 3 y 3,6 Ma donde se registra el primero, o mayor a 3,6 Ma donde se registra el segundo. La ausencia de los cronos Brunhes y Matuyama indicadas para el perfil Barranca de Los Lobos, denota la existencia de un hiatus temporal de al menos de 3 Ma. Al noreste y suroeste de esta zona elevada, la altura máxima de los acantilados es generalmente inferior a 10 m y la polaridad magnética de los depósitos allí aflorantes ha sido asignada a los cronos Brunhes y Matuyama, o sólo al primero. Por debajo del cron Brunhes, en el sector ubicado al noreste de Mar del Plata, los depósitos de polaridad reversa que se registran en la base de algunos de estos perfiles, fueron asignados a Matuyama Superior, ya que no se han registrado otros cambios de polaridad; por lo tanto, estas sucesiones sedimentarias tienen edades menores a 0,78 y 1Ma, según el caso. El tramo comprendido entre Miramar y el sur de Necochea, denota en general, mayores variaciones en el registro paleomagnético que el sector ubicado al norte. Si bien se consignan algunas exposiciones con registros de polaridad normal únicamente, como ocurre en los perfiles de Balneario Los Ángeles, Las Grutas y Mar del Sur, en los otros perfiles se constata más de 1 cambio de polaridad. Teniendo en cuenta los registros paleontológicos, más ricos en la zona de Miramar que en la de Necochea, las magnetozonas también fueron asignadas a los cronos Brunhes y Matuyama, aunque con registros de polaridad normal, tanto en la base de estos acantilados como en el sector medio, que se asignan a los subcronos Jaramillo y Olduvai. La presencia de estos últimos, permite constatar depósitos con edades mínimas de 0,99 Ma donde se registra el primero y de 1,78 Ma, donde se registra el segundo, sin embargo, cabe destacar, que no siempre se encuentran por debajo de una zona de polaridad reversa. Tal es el caso de los perfiles Balneario Los Ángeles y Las Grutas, donde la presencia de ciertos cambios, relacionados con la presencia de zonas de polaridad anómala con valores de declinación reversa e inclinación negativa, de características geológicas y contenido fósil distintivo, indican una edad mayor que Brunhes. Por otra parte, respecto a los resultados paleomagnéticos obtenidos en el perfil Centinela del Mar, se constatan similitudes y diferencias respecto al registro de polaridades planteado por Heil et al. (2002) y por Soibelzon et al. (2009) para esta localidad. Al igual que los autores mencionados, se constatan depósitos de polaridad normal y reversa, sin embargo, la ubicación de los cambios de polaridad difiere en cierta medida. En el presente estudio, el límite Brunhes/Matuyama (0,78Ma), se registra por debajo de un nivel calcáreo y no en coincidencia con el mismo, como se indica en el trabajo de Cenizo (2011). Por debajo de este límite, el registro de polaridades difiere del propuesto por Heil et al. (2002) y es semejante al indicado en Soibelzon et al. (2009). En coincidencia con este último trabajo, no se registran en el presente estudio, el número de cambios de polaridad indicados por Heil et al. (2002), quienes indican la existencia de 4

magnetozonas normales y 4 reversas en un espesor aproximado de 3 m. La diferencia hallada respecto al trabajo de Soilbelzon et al. (2009), radica en la obtención de direcciones de polaridad normal en la base del acantilado y no oblicuas. Debido a que los datos radimétricos se encuentran limitados a los depósitos de polaridad normal asignados a Brunhes, no es posible establecer con certeza la edad de los depósitos más antiguos.

En sector norte de la provincia de Buenos Aires, indicado en la Fig.11.2, el cron Brunhes se registra en la mayoría de los afloramientos con espesores variables entre 1 y 9 m. El perfil paleomagnético de mayor espesor en la localidad de La Plata, corresponde al realizado en la excavación del Nuevo Teatro Argentino. Allí, los depósitos asignados al cron Brunhes, tienen alrededor de 13 m de espesor y presentan intercalados niveles de polaridad reversa, que los autores asignaron a eventos de excursión magnética. El cron Matuyama, ha sido consignado con espesores máximos de 12 y 14 m, como se indica en la figura, aunque en general su espesor se encuentra limitado por la profundidad de las excavaciones. Dentro de dicho cron, se constatan magnetozonas de polaridad normal que han sido asignadas a los subcronos Jaramillo y Olduvai, permitiendo acotar la edad de los depósitos más antiguos de estas exposiciones a menos de 1,92 Ma (Pleistoceno Temprano). La presencia de depósitos de edad Gauss, es indicada en la ciudad de Buenos Aires, sobre la excavación realizada en la intersección de las calles Libertador y Cerrito, coincidente con un alto topográfico, y se sugiere con dudas, para la sección inferior de la excavación del Nuevo Teatro Argentino de La Plata.

La magnetoestratigrafía establecida para los depósitos del Cuaternario de la provincia de Buenos Aires, permite correlacionar temporalmente a los paquetes sedimentarios que conforman estas sucesiones geológicas, aun cuando en el sector serrano y acantilados del área interserrana, el registro geológico es más discontinuo. Si bien no es posible realizar una correlación exacta entre las unidades litológicas descritas al norte y al sur de la provincia de Buenos Aires, es posible enmarcar temporalmente los distintos procesos sedimentarios y pedogenéticos registrados en las exposiciones geológicas correspondientes a los distintos ámbitos geomorfológicos, ya sea la Pampa Interserrana, la Pampa Deprimida y la Pampa Ondulada.

CONCLUSIONES

Los 7 perfiles geológicos del sector de acantilados costeros comprendidos entre la localidad de Chapadmalal y el sur de Necochea, son sucesiones sedimentarias predominantemente continentales, donde prevalecen las facies de textura franca y franco-arenosa, aunque también se constatan otras de menor representación. Predominan los depósitos de planicie de inundación y de relleno de canal; entre éstos se intercalan facies eólicas, paleolagunares, crotovinas de diversas dimensiones, remanentes de horizontes iluviales de paleosuelos y niveles calcáreos.

En estos sedimentos, predominan los granos de origen detrítico mayores a 15,6 μm . La fracción limo fino-arcilla, es en general inferior a 25 % y está compuesta principalmente por minerales de alteración y neoformados, como argilominerales, materiales amorfos, magnetita DS y SP, hematita y/o goethita; sólo en paleolagunas y horizontes Btg de paleosuelos, esta fracción supera el valor mencionado, constatándose en algunos casos proporciones de hasta 90 %.

Los parámetros magnéticos de las distintas fracciones granulométricas que constituyen los depósitos del sector costero estudiado, permitieron determinar variaciones en la abundancia relativa de las distintas especies magnéticas, además de constatar relaciones entre el tamaño de grano litológico y el magnético:

- Los parámetros magnéticos indican mayor proporción de titanomagnetita MD en la fracción limo grueso, cantidades intermedias en la arena muy fina y limo mediano, y bajas proporciones en la fracción limo fino-arcilla (< 15,6 μm). Este patrón de comportamiento se cumple para todas las unidades litológicas, independientemente de su grado de alteración.
- La susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$), indica mayor proporción de magnetita SP (< 30 nm) en la fracción limo fino-arcilla de éstos depósitos, sin embargo, en algunos niveles gris verdosos con abundante carbonato de calcio y otros fuertemente bioturbados, este parámetro se incrementa en todas sus fracciones.
- La relación χ_{mra}/χ_{bf} indica mayor proporción de magnetitas DS en la fracción limo fino-arcilla. Estas partículas ferrimagnéticas determinan el valor de χ_{bf} de ésta fracción; esto es evidenciado por el alto grado de correlación lineal hallado entre χ_{bf} y χ_{mra} . Por el contrario,

en los limos gruesos y en las arenas, dicha correlación es notablemente más baja, debido a que la χ_{bf} de éstas granulometrías es controlada por la concentración de los granos ferrimagnéticos MD.

- Otro aspecto a resaltar, que surge de la relación entre χ_{bf} y χ_{mra} , es la correspondencia hallada entre el tamaño de grano litológico y el tamaño de grano magnético, en las fracciones granulométricas menores a 62 μm . Es decir, para las muestras de tamaño limo grueso hasta arcilla, a mayor tamaño de grano litológico, mayor tamaño magnético, y viceversa.
- La correlación lineal determinada entre los parámetros χ_{bf} , MRIS y M_s , es notablemente mayor en la fracción litológica más fina de estos depósitos. En la fracción más gruesas (arena muy fina) la mayor abundancia relativa de minerales diamagnéticos como el cuarzo y la calcita, “diluyen” parcialmente el valor de χ_{bf} , aún cuando los ferrimagnéticos dominan la señal magnética.
- La relación MRI/MRIS obtenida a partir del proceso de adquisición magnética a temperatura ambiente (MRI) y los valores de H_{cr} , indican que las partículas ferrimagnéticas mayores a 62 μm (arenas) de paleosuelos zonales, se encuentran más oxidadas que los granos de magnetita y/o titanomagnetita de tamaños limo y arcilla. Esta inferencia se fundamenta en que la relación MRI/MRIS por debajo de 100 mT es menor en las arenas que en los limos y arcillas, y que H_{cr} es en promedio más alto en la fracción arena.
- En todas las fracciones granulométricas correspondientes a horizontes Btkg de paleosuelos azonales, los parámetros H_{cr} y S_{300} indican incremento de antiferromagnéticos.

Los parámetros magnéticos de las distintas facies depositacionales y postdepositacionales que conforman los perfiles estudiados, permitieron establecer variaciones en la mineralogía magnética que se relacionan con cambios paleoclimáticos y paleoambientales. De tal forma, se constataron patrones de comportamiento magnético, en relación a las mismas:

- Los valores más elevados de χ_{bf} , MRIS, M_s , MRA y χ_{mra} , que indican mayores concentraciones de ferrimagnéticos, se obtuvieron en los depósitos fluviales, aluviales y eólicos menos pedogenizados (material parental); éstos picos de incremento son indicativos del comienzo de nuevos ciclos de sedimentación (horizontes C). En horizontes Bt de paleosuelos se registraron valores intermedios y en depósitos arcillosos (de ambientes paleolagunares y palustres) y niveles calcáreos, se obtuvieron los valores más bajos. En estos últimos, la caída de estos parámetros (menos marcada en horizontes Bt de paleosuelos zonales y más marcada en horizontes Bt_{kg} de paleosuelos azonales), indica disminución en el contenido relativo de ferrimagnéticos respecto al material parental, producto de la destrucción parcial y/o total de los mismos, por pedogénesis; las imágenes de cristales de titanomagnetita alterada, evidencian dicho proceso. Si bien este comportamiento es común a los 7 perfiles estudiados, cabe señalar, que en los acantilados de Punta Negra (Necochea), estos parámetros son en promedio más altos que en el resto de los perfiles. Por el contrario, los registros más bajos, corresponden a los acantilados ubicados al suroeste de Miramar, donde el contenido de diamagnéticos de origen epigenético, como el carbonato de calcio, es notablemente abundante. Estas diferencias, reflejan variaciones locales en la energía de los procesos geomorfológicos, que determinaron la existencia de áreas con mayores o menores concentraciones de ferrimagnéticos.
- Las relaciones interparamétricas MRIS/ χ_{bf} vs H_{cr} , indican predominio de la señal correspondiente a magnetita, titanomagnetita y/o maghemita en todos los perfiles paleopedológicos.
- Si bien los granos de titanomagnetita de origen detrítico dominan la señal magnética de estos sedimentos, mediante el uso de relaciones interparamétricas, tales como la $\chi_{df\%}$, χ_{mra} vs χ_{bf} , χ_{mra}/χ_{bf} , M_{rs}/M_s vs H_{cr}/H_c , MRIS/ χ_{bf} vs H_{cr} y S_{-300} , fue posible determinar la presencia de pequeños granos ferromagnéticos de origen pedogenético, correspondientes a magnetita DS, magnetita SP, goethita y hematita.
- La $\chi_{df\%}$ medida sobre muestra total, varía entre 0,5 y 8,5 %, sin embargo, la mayoría de estos depósitos (el 80 %), proporcionó valores inferiores a 4 %. Estos resultados indican la presencia de granos de magnetita SP, aunque subordinados en cantidad a otros de mayor tamaño. Mayores proporciones de estas pequeñas partículas, dadas por el incremento de

dicho parámetro, se registran en paleosuelos hidromórficos que contienen precipitaciones de carbonato de calcio. Esto indicaría una mayor producción y conservación de magnetita SP en suelos azonales formados en ambientes con drenaje deficiente, que alternan con períodos de sequía oxidantes. Por el contrario, los valores más bajos, se obtuvieron en paleolagunas, con escasas precipitaciones carbonáticas. La escasa correlación hallada entre la χ_{bf} y la $\chi_{df\%}$ ($R^2 < 0,20$), se debe a que la primera es controlada por el aporte de magnetita MD.

- El MRA, varía entre 50 y 2650 $\cdot 10^{-6}$ Am²/kg, sin embargo, el intervalo de mayor frecuencia corresponde al definido entre 500 y 1500 $\cdot 10^{-6}$ Am²/kg. Ambos parámetros, presentaron en general, el mismo patrón de comportamiento que la χ_{bf} , sin embargo, la relación χ_{mra}/χ_{bf} , denota en los niveles con mayor desarrollo pedogenético, un comportamiento opuesto. Es decir, donde χ_{bf} decrece, dicha relación se incrementa, permitiendo inferir mayores concentraciones de magnetita DS en horizontes Btg de paleosuelos. En los acantilados de los alrededores de Miramar y Chapadmalal, donde se registra una mayor representación de horizontes arcillosos (Btg) y paleosuelos bioturbados, la relación χ_{mra}/χ_{bf} , indica mayor abundancia de magnetita DS que en los perfiles de Centinela del Mar y Necochea. Esto es consistente con el tamaño de grano magnético obtenido: predominio de partículas menores a 0,1 y 0,2 μ m en Punta San Andrés y San Eduardo del Mar y mayores a 0,2 μ m en Centinela del Mar y Necochea. Esto confirma, que si bien durante la pedogénesis los granos de titanomagnetita detríticos se habrían alterado dando lugar a la reducción de su tamaño o a su destrucción total, ha sido al mismo tiempo, precursora de la neoformación de magnetita DS, detectable únicamente por las vías mencionadas.
- Las relaciones entre los parámetros del ciclo de histéresis (M_{rs}/M_s vs H_{cr}/H_c), indican predominio de partículas PDS en todas las muestras analizadas y la relación entre los parámetros χ_{bf} y χ_{mra} , indica predominio de partículas DS. La falta de correspondencia entre los resultados proporcionados por ambas vías, se debe a que si bien la χ_{bf} es controlada principalmente por el aporte ferrimagnético detrítico, también responde al aporte de todos los componentes minerales presentes en la muestra.
- La coercitividad de la remanencia (H_{cr}) varía entre 22 y 53 mT, en los depósitos estudiados, sin embargo, la mayoría no excede los 40 mT. Si bien estos valores

corresponden a magnetita, las variaciones registradas denotan un patrón de comportamiento en relación a su estado de oxidación y a la neoformación de oxihidróxidos de hierro. En los paleosuelos zonales, H_{cr} es mayor en el material parental y decrece con la pedogénesis en horizontes iluviales arcillosos, debido a la destrucción parcial de la magnetita detrítica (reducción química). En paleosuelos azonales (paleolagunas someras), con rasgos de intenso hidromorfismo y calcretización, H_{cr} se incrementa debido a la neoformación de oxihidróxidos de hierro de tipo goethita; esto último, concuerda con la disminución del coeficiente S_{-300} registrado en dichos niveles.

- La diferencia magnética más notable entre los sedimentos Neógeno-Cuaternarios del norte y sur de la región pampeana, está dada por el grado de concentración de minerales ferrimagnéticos y por la evolución de la mineralogía magnética con la pedogénesis. En los acantilados del sureste de la provincia de Buenos Aires (Pampa Interserrana), los parámetros magnéticos indican mayores concentraciones de titanomagnetitas que en las sucesiones de loess/paleosuelo del norte de ésta provincia (Pampa Ondulada). Esto es debido a que la zona sur, se encuentra a menor distancia de la fuente de aporte que la zona norte indicada; a su vez, el clima seco, frío y ventoso de la zona sur, habría favorecido el acarreo eólico de un mayor volumen de titanomagnetitas de tamaño arena muy fina, mientras que en la zona norte, más húmeda, los vientos de menor intensidad, habrían aportado menores cantidades de titanomagnetitas tamaño limo grueso-mediano. A su vez, cabe destacar, que en la zona sur, el retrabajamiento fluvial de los depósitos loésicos, habría acentuado aún más la concentración de éstos minerales pesados. En cuanto a la evolución de la mineralogía magnética durante la pedogénesis, un aspecto que cabe destacar, es que el contraste entre la χ_{bf} del material parental y la χ_{bf} de los horizontes iluviales en la zona sur, es menor al registrado en las sucesiones del norte de la provincia de Buenos Aires. Si bien en ambas regiones se constata la destrucción parcial de las titanomagnetitas por efecto de la pedogénesis, éste fenómeno habría sido menos marcado en la región sur. Esto es consistente con la escasa neoformación de antiferromagnéticos en los paleosuelos zonales de la región estudiada.

Los estudios paleomagnéticos permitieron definir la polaridad magnética de los depósitos que conforman los acantilados marinos de la zona estudiada, debido a la presencia de granos de magnetita y titanomagnetita, portadores de remanencia magnética. En estos sedimentos, la magnetización de estos minerales, fue adquirida durante su compactación y/o consolidación o

bien durante la pedogénesis. Los valores de declinación, inclinación e intensidad del MRC reflejan las variaciones del campo magnético terrestre durante la de formación de éstas sucesiones sedimentarias; sin embargo, cabe destacar, que las propiedades intrínsecas de cada depósito (granulometría, mineralogía, estructura), condicionan su registro.

La intensidad del magnetismo remanente natural (J_{mrn}) varía entre las distintas unidades litológicas. En la mayoría de los perfiles paleomagnéticos, este parámetro, presenta el mismo comportamiento que χ_{br} , por cuanto se constata una fuerte influencia de la fracción ferrimagnética sobre el valor de J_{mrn} .

El MRC de los depósitos estudiados, se definió en la mayoría de los casos, por debajo de 20 y 30 mT de campo aplicado. Por encima, las muestras paleomagnéticas pierden en general su remanencia, constatándose inestabilidad en sus direcciones de magnetización. Por tal motivo, a fin de obtener registros confiables, fue necesario intensificar el número de pasos entre 2,5 y 30 mT, durante el proceso de desmagnetización.

El registro de polaridades normales y reversas, permitió establecer la existencia de varios cambios de polaridad en los perfiles estudiados, excepto en Balneario los Ángeles, donde los depósitos proporcionaron únicamente direcciones normales y algunas ecuatoriales-normales y anómalas. En los perfiles de mayor potencia ubicados al este de Miramar (Punta San Andrés y San Eduardo del Mar), las zonas de magnetopolaridad fueron asignadas a los crones Brunhes (< 0,78Ma), Matuyama (2,58 a 0,78Ma) y Gauss (3,60 -2,58 Ma), mientras que en los perfiles ubicados al oeste de Miramar y hasta el sur de Necochea (Fogones de La Costa, Centinela del Mar, Bahía de Los Vientos, Punta Negra y Balneario Los Ángeles), las magnetozonas fueron asignadas a los crones Brunhes y Matuyama, aunque no se descarta la existencia del cron Gauss en la base de alguno de ellos. Dicha magnetoestratigrafía, permite acotar la edad de los primeros al intervalo Plioceno Tardío-Pleistoceno Tardío y la de los segundos al Pleistoceno-Holoceno, siendo el Pleistoceno la época más representada en estos acantilados. A continuación se detallan las magnetozonas definidas para cada perfil:

- En el perfil de Punta San Andrés, las magnetozonas son asignadas de base a techo a los crones Gauss (3,0 - 2,6 Ma), Matuyama (2,6 – 0,78), dentro del cual fue posible registrar direcciones de polaridad normal asignables a los subcronos Olduvai (2,02 - 1,78 Ma) y Jaramillo (1,05 – 0,99 Ma), y finalmente al cron Brunhes (< 0,78 Ma). La ausencia del

subcron Kaena o Mammoth dentro del cron Gauss, estaría limitando la edad de estos depósitos a menos de 3 Ma.

- En el perfil de San Eduardo del Mar, las unidades de la base son de polaridad normal y se asignan al cron Gauss ($> 2,588$ Ma); las otras magnetozonas se asignan a los cronos Matuyama ($2,588 - 0,78$ Ma) y Brunhes ($< 0,78$ Ma). Las direcciones de polaridad normal que se registran dentro del cron reverso, en relación al relleno de crotovinas, podrían corresponder a los subcronos Jaramillo ($1,07 - 0,99$ Ma) u Olduvai ($1,925-1,78$ Ma). La sucesión de paleosuelos superpuestos que se halla en la sección superior del acantilado, es de polaridad normal y se asignan tentativamente al cron Brunhes. En tal sentido, los registros de polaridad reversa del tope del acantilado podrían asignarse a Blake (121 Ka).
- Para el perfil “Fogones de la Costa”, ubicado al oeste de la ciudad de Miramar, las distintas zonas de polaridad magnética, fueron asignadas, de base a techo a: Olduvai ($1,95-1,77$ Ma), Matuyama Medio ($1,78 - 1,05$ Ma), Jaramillo ($1,05 - 0,99$ Ma), Matuyama Superior ($0,99 - 0,78$ Ma) y Brunhes ($< 0,78$ Ma), permitiendo definir para este perfil, una edad máxima de 1,95 Ma (Pleistoceno Inferior – Holoceno).
- En el perfil Centinela del Mar se determinaron dos zonas de polaridad normal y una reversa, entre las que se intercalan registros oblicuos y ecuatoriales. Sobre la base de estos resultados, no es posible determinar la edad exacta de los depósitos más antiguos, sin embargo, es posible afirmar que tienen una edad mínima de 1 Ma, teniendo en cuenta que la zona normal de mayor potencia y más joven pertenece al cron Brunhes ($< 0,78$ Ma) y que los depósitos de polaridad reversa y normal de la base se asignan al cron Matuyama Superior, con registros del subcron Jaramillo ($1,07 - 0,78$ Ma). Sin embargo, no se descarta que los registros de polaridad normal puedan corresponder al subcron Olduvai ($1,95 - 1,77$ Ma) o al cron Gauss ($> 2,58$ Ma).
- En el perfil de Bahía de Los Vientos, se han definido zonas de distinta polaridad magnética, siendo frecuente el registro de polaridades ecuatoriales. De base a techo, se determinó la presencia de una magnetozona reversa de $\sim 2,5$ m espesor, para la cual se obtuvieron algunas direcciones ecuatoriales; por encima, una zona de polaridad ecuatorial-normal y normal, de ~ 4 m, y finalmente, una magnetozona con registros de polaridad anómala, excepto en los diamictos del tope donde se obtienen registros

normales. Las edades magnéticas sugeridas para estas magnetozonas, teniendo en cuenta la magnetoestratigrafía de otras sucesiones sedimentarias de la zona, son Matuyama Superior y Brunhes. La ausencia de dataciones absolutas y estudios paleontológicos, no permitieron ajustar con mayor exactitud la edad magnética de los mismos.

- Para el perfil de Punta Negra, se determinó la existencia de tres zonas de polaridad normal y dos de polaridad reversa. La zona de polaridad normal del tope de la secuencia, correspondería al cron Brunhes (< 0,78 m.a) y las restantes de polaridad reversa a Matuyama. Empero, se plantean para el perfil Punta Negra, 2 esquemas magnetoestratigráficos tentativos, a partir de considerar que los depósitos normales de la base podrían corresponder al subcron Olduvai o al cron Gauss. De tal forma, esta sucesión sedimentaria tendría una edad mínima de 2 Ma (Pleistoceno inferior).
- La sucesión sedimentaria de Balneario Los Ángeles es de polaridad normal; para esta no es posible afirmar la presencia de depósitos de polaridad reversa; sólo algunos niveles de menor representación presentan direcciones ecuatoriales o anómalas que se apartan de los registros claramente normales. La presencia de discontinuidades erosivas y paleosuperficies calcáreas, evidencian un hiatus en el registro sedimentario del perfil Balneario Los Ángeles y por lo tanto, un registro incompleto de la polaridad magnética del mismo. Frente a estas características, es posible que en dicha sucesión, se encuentren en contacto discordante, magnetozonas de polaridad normal de distinta edad magnética. Apoya esta interpretación, la existencia de restos fósiles asignados al Marplatense-Ensenadense en la base del acantilado y otros pertenecientes al Bonaerense-Platense en la parte superior. De tal forma, los depósitos más jóvenes del presente perfil, podrían asignarse al cron Brunhes y los más antiguos a los subcronos Jaramillo u Olduvai del cron Matuyama, aunque no se descarta que estos últimos puedan corresponder al cron Gauss. Si la última propuesta es válida, el cron Brunhes se encontraría en contacto con el cron Gauss y por lo tanto habría un hiatus temporal de al menos 1,8 Ma. De ser así, el piso calcáreo T2, podría correlacionarse con el T2 de Punta Negra.

BIBLIOGRAFÍA

A

- Acevedo-Sandoval, O., Cruz-Sánchez, M., y Cruz-Chávez, E., 2002. Distribución de óxidos de Fe, Al y Si en horizontes endurecidos de origen volcánico. *Agrociencia* 36: 401-409.
- Acevedo-Sandoval, O., Ortiz-Hernández, E., Cruz-Sánchez, M., Cruz-Chávez, E., 2004. El papel de óxidos de hierro en suelos. *TERRA Latinoamericana* 22 (4): 485-497. Universidad Autónoma Chapingo, México.
- Alonso-Zarza, A.A, A. M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298
- Ameghino, F., 1880. La formación pampeana. Paris. p. 376.
- Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales Museo Nacional de Buenos Aires, Serie 3a, X*, 843-428.
- Antoine, P., Rousseau, D.D., Fuchs, M., Hatté, Ch., Gauthier, C., Markovic, S.B., Jovanovic, M., Gaudenyi, T., Moine, O., Rossignol, J., 2009. High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Vojvodina, Siberia). *Quaternary International* 198: 19-36.
- Arkhipov, S.A., Gnibidenko, Z.N. y Shelkoplays, V.N., 2000. Correlation and paleomagnetism of glacial and loess-paleosol sequences on the West Siberian Plain. *Quaternary International* 68-71: 13-27.

B

- Baksi, A.K., Hsu, V., Mc Williams, M.O., and Farrar, E., 1992. Ar-40/Ar-39 dating of the Brunhes-Matuyama geomagnetic field reversal. *Science* 256: 356-357.
- Banerjee, S.K., Hunt, Ch.P., Liu, X.M., 1993. Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: a rock magnetic approach. *Geophys. Res. Lett.* 20 (9), 843–846.
- Banerjee, S. K., King, J., and Marvin J., 1981. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.* 8: 333–336. Doi:10.1029/GL008i004p00333.
- Bardají, T., Zazo, C., 2009. The Quaternary: a “new” period in the Global Geological Time Scale *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 17 (1): 37-4. I.S.S.N.: 1132-9157.
- Barrón, V., y Torrent, J., 2002. Evidence for a simple pathway to maghemite in Earth and Mars soils *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 66, No. 15, pp. 2801–2806. Copyright © 2002 Elsevier Science Ltd PII S0016-7037(02)00876-1

- Bartel, A.A., 2009. Caracterización magnética de una climosecuencia de suelos entre el sureste de la provincia de La Pampa y el litoral atlántico. Universidad Nacional del Sur, p 325. Ph.D. thesis unpublished.
- Bartel, A.A., Bidegain, J.C., Sinito, 2005. Propiedades magnéticas de diferentes suelos del partido de La Plata, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, 591–598.
- Bartel, A, Bidegain, J.C. and Sinito, A.M., 2011. Magnetic parameter analysis of a climosequence of soils in the Southern Pampean Region, Argentina. *Andea Geofísica Internacional* 50 (1): 9-22.
- Beget, J. E., Stone, D. B. & Hawkins, D.B. (1990). Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. *Geology*, **18**, 40–3.
- Beilinson, Elisa, 2009. Análisis de facies y paleoambiental de alta resolución de la aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and basin analysis*. Vol 16 (1) 2009, 57-74. Asociación Argentina de Sedimentología - ISSN 1669 7316.
- Beilinson, E. 2011. Estratigrafía secuencial de alta resolución y análisis arquitectural de cuerpos en sistemas fluviales de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), Barrancas de Miramar a Mar del Plata. Tesis doctoral 1142, Universidad de La Plata (inérita), 320 p., La Plata.
- Beilinson E., Veiga, G.D. y Spalletti, L.A., 2013. High-resolution sequence stratigraphy and continental environmental evolution: An example from east-central Argentina. *Sedimentary Geology* 296: 21–35.
- Bertola, G.R. y Cortizo, L.C. 2005. Transporte de arena en médanos litorales activos y colgados del sudeste de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 174-184.
- Bidegain, J.C., 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and séquence of events of the late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. Ph.Dr.Thesis. Paleogeophysics and Geodinamics, Departament of Geology and Geochemistry, Stockholm University, Stockholm, Sweden, ISBN-91-7146-915-X. Akademytryck A.B., Edsbruk, pp.1-128.
- Bidegain, J.C., 1995. New evidence of the Brunhes/Matuyama polarity boundary in the Hernández-Gorina quarries, north – west of the city of La Plata, Buenos Aires province, Argentina , *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, A. A. Balkema, Rotterdam, Vol. 11, 12:207-229.
- Bidegain, J.C., Iasi, R.R., Perez, R.H. y Pavlicevic, R., 1995. Correlación de parámetros magnéticos con la concentración de óxido ferroso en sedimentos cuaternarios de la localidad de Hernández, La Plata, Provincia de Buenos Aires. *IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Junín, Actas I: 177-185.
- Bidegain, J.C., Pavlicevic, R.; Iasi, R.R.; Pérez, R.H., 1996. Susceptibilidad magnética y concentraciones de FeO en loess y paleosuelos Cuaternarios como indicadores de cambios paleoambientales y

- paleoclimáticos. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Explotación de Hidrocarburos, Actas II: 521-535. Buenos Aires.
- Bidegain, J.C., Van Velzen A.J. y Rico, Y. 2001. Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico Tardío en la Cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(4): 503-516.
- Bidegain J.C y Rico Y., 2002. Geología y registros de susceptibilidad magnética en sedimentos de polaridad Normal (Brunhes) y Reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez, Partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires; Argentina. XVº Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina.
- Bidegain, J.C., Pittori, C., Cortelezzi, C. y Rico, Y., 2002. Estudio paleomagnético y paleontológico en sedimentos loessoides del Pleistoceno-Holoceno en el “Estadio Ciudad de La Plata”, provincia de Buenos Aires. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(4): 404-414.
- Bidegain, J.C y Rico, Y. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(3): 451-461.
- Bidegain, J.C., Terminiello, L., Rico, Y., Mercader, R. y Aragón, E., 2004. Mineralogía magnética en la transición Brunhes/Matuyama. Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (2): 193-199.
- Bidegain, J.C., Evans, M.E y Van Velzen, A.J. 2005a. A magnetoclimatological investigation of Pampean Loess, Argentina. *Geophysical Journal International* 160: 55-62.
- Bidegain, J.C., Osterrrieth, M.L., van Velzen, A.J., Rico, Y., 2005b. Geología y registro magnéticos entre arroyo La Tapera y Santa Clara del Mar, Mar del Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, 599–604.
- Bidegain, J.C., Soibelzon, E., Prevosti, F., Rico, Y., Verzi, D. y Tonni, E.P., 2005c. Magnetoestratigrafía y Bioestratigrafía de las Barrancas Costeras de Necochea (Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Tomo IV: 239-246.*
- Bidegain, J.C., van Velzen, A.J., Rico Y., 2007. The Brunhes/Matuyama boundary and magnetic parameters related to climatic changes in Quaternary sediments of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23:17-29.
- Bidegain, J. C., Rico Y., Bartel, A., Chaparro, M.A.E. y Jurado S.S. 2009. Magnetic parameters reflecting pedogenesis in Pleistocene Loess deposits of Argentina. *Quaternary International* 209: 175-186.
- Bidegain J.C., Jurado S.S. y Gómez Samus M., 2011. Magnetoestratigrafía en una sucesión de loess/Paleosuelos del Pleistceno en Marcos Paz, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68 (4): 606 – 614.

- Bidegain, J.C. y Rico, Y., 2012. Magnetostratigraphy and Magnetic Parameters of a Sedimentary Sequence in Punta San Andrés, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International* 253: 91-103.
- Bidegain, J.C.; Jurado, S.; Chaparro, M.A.E; Gómez Samus, M.L.; Zicarelli, S.; Parodi, A.V., 2013. Magnetostratigraphy, magnetoclimatology and environmental magnetism in a Pleistocene sedimentary sequence, Marcos Paz, Argentina; Springer; *Environmental Earth Science* 69 (3) 6: 749-763.
- Birkeland, P. 1984. *Soil and Geomorphology*. Oxford University Press, 372p. New York.
- Birkeland, P. W. 1999. *Soils and geomorphology*. Oxford University Press, Inc.: 430 p.
- Bloemendal, J., Liu, X., 2005. Rock magnetism and geochemistry of two plio–Pleistocene Chinese loess–palaeosol sequences—implications for quantitative palaeoprecipitation reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 226 (2005) 149– 166. doi:10.1016/j.palaeo.2005.05.008
- Bobbio, M.L., Devincenzi, S.M., Orgeira M.J., Valencio D.A., 1986. La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de La Plata, su significado geológico, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (1-2):7-22. Buenos Aires.
- Boguckij, A.B., Lanczont, M., Lacka, B., Madeysca, T., Nawrocki, J., 2009. Quaternary sediment sequence at Skala Podil'ska, Dniester River basin (Ukraine): Preliminary results of multi-proxy analyses. *Quaternary International* 198: 173-194.
- Buggle, B., Glaser, B., Zöller, L., Hambach, U., Markovic, S., Glaser, I., Gerasimenko, N., 2008. Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European Loesses (Serbia, Romania, Ukraine). *Quaternary Science Reviews* 27: 1058-1075.
- Buggle, B., Hambach, U., Glaser, B., Gerasimenko, N., Markovic, S., Glaser, I., Zöller, L., 2009. Stratigraphy and spatial and temporal paleoclimatic trends in Southeastern/ Eastern European Loess-palaeosol sequences. *Quaternary International* 196: 86-106.

C

-
- Cabrera Á.L. (1976): Regiones fitogeográficas argentinas. En Kugler WF (Ed.) *Enciclopedia argentina de agricultura y jardinería*. Tomo 2. 2a edición. Acme. Buenos Aires. Argentina. Fascículo 1. pp. 1-85.
- Cande, S.C., and Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal Geophysical Research* 97: 13.917-13.951.

- Cenizo, M.M., 2011. Las sucesiones sedimentarias continentales expuestas en Centinela del Mar, provincia de Buenos Aires, Argentina (Pleistoceno Inferior-Holoceno). *Estudios Geológicos*, 67(1): 21-39. ISSN: 0367-0449 doi:10.3989/egeol.40283.125.
- Cenizo, M.M., Soibelzon, E., Tonni, E.P., 2011. Protección de costas y pérdida del patrimonio paleontológico: el caso de Punta Hermengo (Miramar, provincia de Buenos Aires). *Revista del Museo de La Plata*; Año: 2011 vol. 11 p. 1 – 16.
- Chaparro, M.A.E., 1999. Caracterización magnética de distintos tipos de suelos – Aplicaciones. *Tesis de licenciatura en Ciencias Físicas*. Facultad de Ciencias Exactas. UNCPBA, 101 pp.
- Chaparro, M.A.E. y Sinito, A.M., 2004. An alternative experimental method to discriminate magnetic phases using IRM acquisition curves and magnetic demagnetisation by alternating field. *Rev. Bras. Geof.*, 22 (1): 17-32.
- Chaparro, M.A.E, C.S.G. Gogorza, M.A.E. Chaparro, M.A. Irurzun y A.M. Sinito, 2006. Review of magnetism and pollution studies of various environments in Argentina. *Earth Planets Space* 58:1411-1422.
- Chaparro, M.A.E., H. Nuñez, J.M. Lirio, C.G.S. Gogorza y A.M. Sinito, 2007. Magnetic screening and heavy metal pollution studies in soils from Marambio station, Antarctica. *Antarctic Sciences* 19:379-393.
- Chaparro, M.A.E., G. Suresh, M.A.E. Chaparro, V. Ramasamy y A.M. Sinito, 2013a. Magnetic studies and elemental analysis of river sediments: A case study from the Ponnaiyar River (southeastern India). *Environmental Earth Sciences* 70:201- 213.
- Chaparro, M.A.E., J. Lavornia, M.A.E. Chaparro y A.M. Sinito, 2013b. Biomonitoring of urban air pollution: Magnetic studies and SEM observations of corticolous foliose and microfoliose lichens and their suitability for magnetic monitoring. *Environmental Pollution* 172:61-69
- Chlachula, J., Rutter, N.W. y Evans, M.E. (1997): A late Quaternary loess-paleosol record at Kurtak, southern Siberia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34: 679-686.
- Chlachula, J., Evans, M.E., Rutter, N.W., 1998. A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/paleosol record in Siberia. *Geophys. J. Int.* 132, 128–132.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 1995. Chronostratigraphy and land mammal ages in the Cenozoic of southern South America: principles, practices and the Uquian problem. *Journal of Palaeontology*: 69, 135-159.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 1999. Biostratigraphy and chronological scale of ppermost Cenozoic in the Pampean Area, Argentina. In: Tonni, E.P., Cione, A.L. (Eds.), *Quaternary Vertebrate Palaeontology in South America. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, vol.12, pp. 23–51.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 2001. Correlation of Pliocene to Holocene southern South American and European vertebrate-bearing units. En: L. Rook y D. Torre (eds.), *Neogene and Quaternary*

- continental stratigraphy and mammal evolution. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 40: 167-173.
- Cione, A.L. y Toni, E.P., 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata. Vol. 11: 183-200.
- Cione, A.L., Tonni, E.P., Bargo, S., Bond, M., Candela, A.M., Carlini, A.A., Deschamps, C.M., Dozo, M.T., Esteban, G. Goin, F.J. Montalvo, C.I., Nasif, N., Noriega, J.I., Ortiz Jaureguizar, E., Pascual, R., Prado, J.L. Reguero, M.A., Scillato-Yané, G.J., Soibelzon, L. Verzi, D.H., Vieytes, E.C., Vizcaíno, S.F. y Vucetich, G.M. (2007): Mamíferos continentales del Mioceno Tardío a la actualidad en la Argentina: cincuenta años de estudios. *Ameghiniana Publicación Especial*, 11: 257-278.
- Código Argentino de Estratigrafía. 1992. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y complementaria) 20, 64 p., Buenos Aires.
- Correns 1952
- Cortezzi, C.R., 1962. Los minerales opacos de las arenas de la costa atlántica de la provincia de Buenos Aires. *Anales I^o Jornadas Geológicas Argentinas*. Tomo II: 43-52. Buenos Aires.
- Cumba, A. e Imbellone, P., 2004. Micromorphology of paleosols at the continental border of the Buenos Aires province, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21 (1): 18-29.

D

- Dankers, P.H.M., 1978. Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain-size, *thesis*, State University of Utrecht, 142 pp.
- Darwin, Ch., 1842. On the distribution of erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Trans. Geol. Soc. London*, 2nd.Ser. VI, 415–431.
- Dekkers, M. J. 1988. Magnetic properties of natural pyrrhotite. Part I; Behaviour of initial susceptibility and saturation-magnetization-related rock-magnetic parameters in grain size dependent framework. *Phys. Earth Planet. Int.* 52: 376–93.
- De Wall, H., Worm, H.U., 2000, A cautionary note on interpreting frequency-dependence of susceptibility solely in terms of superparamagnetism: University of Minnesota, Institute for Rock Magnetism Quarterly, 10(4), 1–6.
- da Costa A. C. S, 1996. Iron oxide minerals of soils derived from volcanic rocks in the Parana' River Basin, Brazil. Ph.D. thesis. Ohio State University.
- Dahlgren, R.A. 1994. Quantification of allophane and imogolite. pp. 430-451. *In: Amonette, J.E. y L.W. Zelazny (eds.). Quantitative methods in soil mineralogy*. Soil Science Society of America.

- Dangavs, N. (2005): La Formación La Postrera I, II, III y IV de la Laguna Las Barrancas de Chascomús, provincia de Buenos Aires. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 115- 122, La Plata.
- Day, R., Fuller, M and Schmit, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13: 260-267.
- Dodonov, A.E., Sadchicova, T.A., Sedov, S.N., Simakova, A.N., Zhou, L.P., 2006. Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan. *Quaternary International* 152: 48-58.
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c): application to data for rocks, sediments and soils, *J. Geophys. Res.* 107 (B3), doi: 10.1029/ 2001JB000487.
- Dunlop, D.J. y Özdemir, Ö., 1997. *Rock magnetism. Fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press. 573 pp.

E

- Evans, M.E., 2001. Magnetoclimatology of aeolian sediments. *Geophys. J.Int.* 144, 495–497.
- Evans T., y Rutter, N., 1998. Magnetoclimatology in Siberia and China. International Joint Field Meeting: Loess in Argentina: Temperate and Tropical. Paraná. Argentina (Abstract).
- Evans, M.E., Heller, F., 2003. *Environmental Magnetism; Principles and Applications of Enviromagnetics*. Academic Press, San Diego.

F

- Fasano, J., Isla, F. y Schnack, E., 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita- Caleta Valdés. Oscilaciones del nivel del mar durante el último Hemiciclo Deglaciar en Argentina., IGCO-61, Actas: 27-47, Mar del Plata, Argentina.
- Fasano, J., Isla, F. y Schnack, E., 1984. Significado paleoambiental de los depósitos del Pleistoceno Tardío de Camet Norte (partido de Mar Chiquita, pcia de Buenos Aires). *Rev. Asoc. Geol. Arg.* XXXIX (93-4): 244-250.
- Fidalgo, F. y Tonni, E.P., 1981. Sedimentos eólicos del Pleistoceno Tardío y reciente en el área interserrana bonaerense. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 33-39.
- Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Colado, U.R., 1973. Geología Superficial en las Hojas Castelli, J.M. Cobo y Monasterio (Pcia de Buenos Aires). V Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39.

- Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Colado, U.R., 1973. Geología Superficial en las Hojas Castelli, J.M. Cobo y Monasterio (Pcia de Buenos Aires). V Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39.
- Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Pascual, R., 1975. Geología superficial de la Llanura Bonaerense (Argentina). VI Cong. Geol. Arg. Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires, Bahía Blanca: 103-138.
- Fidalgo, F. y Tonni, E.P., 1981. Sedimentos eólicos del Pleistoceno Tardío y reciente en el área interserrana bonaerense. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 33-39.
- Fidalgo, F. y Martínez, O.R., 1983. Algunas características geomorfológicas dentro del partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, XXXVIII (2), 263–279.
- Fidalgo, F., Riggi, J.C., Gentile, H. y Porro, N., 1991. Los sedimentos postpampeanos continentales en el ámbito sur bonaerense. Asosc. Geol. Arg., Rev. XLVI (3-4): 239-256. Buenos Aires.
- Folguera, A. y Zárate, M. 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (4): 692-712.
- Folguera Telichevsky, A., 2011. La reactivación neógena de la Pampa Central. UBA. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas. Tesis doctoral. 175p
- Fontes M.P.F y Weed S.B., 1991. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols. I: Mineralogy. Soil Sci Soc Am J 55:1143-1149.
- Frechen, M., Oches, E.A., Kohfeld, K.E., 2003. Loess in Europe—mass accumulation rates during the Last Glacial Period. Quaternary Science Reviews 22, 1835–1857.
- Fredlum G.G. y Tieszen L.L., 1994. Modern Phytolith Assemblages from the North American Great Plains. Journal of Biogeography 21(3): 321.
- Frenguelli, J., 1921. Los terrenos de la costa atlántica en los alrededores de Miramar (provincia de Buenos Aires) y sus correlaciones. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, t. XXIV: 325-485.
- Frenguelli, J., 1928. Observaciones geológicas en la región costanera sur de la provincia de Buenos Aires. Univ. Nac. Lit. Fac. Cienc. Educ., Anal. III: 101-130. Paraná.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas, Serie 2, 33: 1-72.
- Frenguelli, J., 1955. Loess y Limos Pampeanos. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Serie técnica didáctica. La Plata.
- Frenguelli, J. 1957. Neozoico en Geografía de la República Argentina, GAEA, Sociedad Argentina Estudios Geográficos 2(3): 1-218.

- Fryklund, B.; Marshall, A. & Stevens, J. (1996). Cuenca del Colorado. In: *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina* (Ramos, V.A. & Turic, M.A., eds.). Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Explotación de Hidrocarburos (Buenos Aires), 8: 135-158.
- Fucks, E. y Deschamps, C.M., 2008. Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 326 – 343.

G

- Gehring, A.U. y A.M. Hofmeister. 1994. The transformation of lepidocrocite during heating: A magnetic and spectroscopic study. *Clays and Clay Minerals* 42: 409-415.
- Gendler, T.S., Heller, F., Tsatskin, A., Spassovb, S., Du Pasquier, J. and Stanislav S., 2006. Roxolany and Novaya Etuliya—key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quaternary International* 152–153: 78–93.
- Giménez, J., Hurtado, M., Cabral, M., y Da Silva, M., 1992. Estudio de suelos del Partido de La Plata. Consejo Federal de Inversiones – Universidad Nacional de La Plata. Informe Final. La Plata.
- Gómez Samus, M.L. y Bidegain, J.C., 2013. Magnetoestratigrafía en sedimentos del Cenozoico Tardío de la localidad de Villa Cacique, Provincia de Buenos Aires. *LatinMag Letters* 3: 1 – 6.
- Gómez Samus, M.L. y Bidegain, J.C., 2014. Magnetoestratigrafía de las Formaciones Vela y Barker, Tandil, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27, 29-38.
- Gómez Samus, M.L., 2016. Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos en sedimentos del Cenozoico Tardío del sector Tandil-Balcarce-Mar del Plata. Universidad Nacional de La Plata. p430. Ph.D. Unpublished.
- Gómez Samus, M.L., Rico, Y. y Bidegain, J.C., 2017a. Señal magnética en suelos del centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 23.
- Gómez Samus, M.L., Rico, Y. y Bidegain, J.C., 2017b. Magnetostratigraphy and Magnetic Parameters in Quaternary Sequences of Balcarce, Argentina. A Contribution to Understand the Magnetic Behaviour in Cenozoic Sediments of South America. *GeoResJ*; Lugar: United Kingdom; Año: 2017 vol. 13 p. 66 – 82.
- González Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Asociación Geológica Argentina, Revista XX*: 67-148.
- Goudie, A.S. 1983. Calcrete. En: Goudie, A. S. y Pye, K. (Eds), *Chemical sediments and geomorphology*. Academic Press, London: 93 – 131.
- Grygar, T. y van Oorschot, J.H.M., 2002. Voltammetric identification of pedogenic Fe oxides in paleosol and loess. *Electroanalysis* 14: 339-344.

H

- Heil, C., King, J., Za'rate, M., Schultz, P.H., (2002): Paleomagnetic and environmental magnetic studies of Pampean loess deposits from Centinela del Mar, Argentina. EOS Transactions AGU (Fall Meet.Suppl.) 83, 47.GP71A-0974.
- Heller, F. y Liu, T.S., 1984. Magnetism of Chinese loess deposits. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 77: 125-141.
- Heller, F., Liu, X.M., Xu, T.C., 1991. Magnetic susceptibility of loess in China. Earth and Planetary Sciences Letters 103, 301–310.
- Heller, F., Evans, M.E., 1995. Loess Magnetism. Reviews of Geophysics 33 (2): 211-240.
- Hem y Cropper, 1959
- Heusser, J.C. y G. Claraz. 1865. Neue Denk. (Nov. Mems.) der Allegemeine Scweiz. Gessell. XXI 27. Zurich.
- Hunt, C.P., Banerjee, S.K., Han, J., Solheid, P.A., Oches, R., Sun, W., and Liu, T., 1995. Rock-magnetic properties of climate change in the loess–paleosol sequences of the western Loess Plateau of China. Geophysical Journal International 123, 232–244.

I

- Iglesias de Cuello, A. 1981. Tipos de Clima. En: Chiozza y Figuera. Atlas Total de la República Argentina. p. 193-201. CEAL S.A. I, 2(13). Buenos Aires.
- Imbellone, P.A., 1999. Redistribución de carbonato de calcio en sucesiones cuaternarias de la llanura costera bonaerense. Asociación Sedimentológica Argentina, Revista 3: 63-76.
- Imbellone, P y Teruggi, M.E., 1993. Paleosols in loess deposits of the Argentine pampas. Quaternary International 17:49-55.
- Imbellone, P.A., Cumba, A., 2003. Una sucesión con paleosuelos superpuestos del Pleistoceno medio-tardío, Holoceno. Zona sur de La Plata, Provincia de Buenos Aires, Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 10, 3–2
- Iriondo, M. y Kröhling, D.M., 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino", Nueva Serie 5 (1):1-68.
- Isla, F., Bértola, G., Farenga, M., Serra, S. y Cortizo, L., 1998. Villa Gesell: un desequilibrio sedimentario inducido por fijaciones de médanos. Revista Asociación Argentina de Sedimentología 5: 41-51.
- Isla, F., Cortizo, L. y Turno Orellano, H., 2001. Dinámica y evolución de las barreras medanosas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista Brasileira de Geomorfología, 2(1): 73-83.

- Isla, F., Dondas, A., Taglioretti, M., 2010. Médanos relícticos intrapampeanos en Daireaux. *Revista de la Asociación geológica argentina* 67: 58 – 64.
- Isla, F., Taglioretti, M. y Dondas, A., 2015. Revisión y nuevos aportes sobre la estratigrafía y sedimentología de los acantilados entre Mar de Cobo y Miramar, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (2): 235 – 250.
- Izett, G.A., Obradovich, J.D., y Menhert, H.H., 1988. The Bishop Ash bed (Mildle Pleistocene), and some older (Pliocene and Pleistocene), chemically and mineralogically similar ash beds in California, Nevada and Utah: U.S. Geological Survey Bulletin 1675: 37 p.

K

-
- Kemp, R., y Zárate M., 2000. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology* 47: 3 – 14. Londres.
- King, J., and Channell, J. E. T., 1991. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy, in U.S. National Report to the International Union of Geodesy and Geophysics 29: 358–370. AGU, Washington, D. C.
- King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J., Özdemir, Ö. (1982) A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 404-419.
- Kraglievich, J.L. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar. Provincia de Buenos Aires. *Revista Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicionales* 1: 1- 8.
- Kraglievich, J.L. 1953. La llanura bonaerense a través de un perfil geológico. *Revista Mundo Atómico* (Septiembre 1953): 88-98, Buenos Aires.
- Kraglievich, J.L., 1959. Contribuciones al conocimiento de la geología cuaternaria en la Argentina. IV Nota acerca de la geología costera en la desembocadura del arroyo Malacara (provincia de Buenos Aires). *Rev. Museo Arg. De Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". Ciencias Geológicas* 1 (17): 3-9.
- Kruse, E.; Varela L.; Laurencena P.; Deluchi M.; Rojo A., **Carol, E.** 2004. Modificaciones del ciclo hidrológico en un área del noreste de la Provincia de Buenos Aires. Argentina. En el libro: *El Agua y la Ciudad Sostenible: Hidrogeología urbana. Serie Hidrogeología y aguas subterráneas*: 11, p 342. Instituto Geológico Minero de España. ISBN 84-7840-539-9. Madrid. Pag: 131-139.
- Kukla, G. J., F. Heller, X. M. Liu, T. C. Xu, T. S. Liu, y Z. S. An (1988): Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility, *Geology*, 16, 811 – 814.

L

- Lannefors, N.A., 1929. Posibilidades de explotar la arena ferruginosa contenida en la costa de la provincia de Buenos Aires. Dir. Geol. Minas e Hidrol., Pub. Nº 63. Buenos Aires.
- Lannefors, N.A., 1930. Posibilidades de explotar el hierro que contienen los médanos cercanos a la costa sur de la provincia de Buenos Aires. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación Nº 76: 5-16.
- Liu, T., An, Z., Yuan, B., Han, J., 1985. The Loess-Paleosol Sequence in China and Climatic History. *Episodes* 8 (1): 21-28.
- Liu, X.M., Shaw, J., Liu, T.S., Heller, F. and Naoyin, Y., 1992. Magnetic mineralogy of Chinese loess, and its significance. *Geophysical Journal International*, 108: 301-308.
- Liu, X.M., Hesse, P., Rolph, T. and Beget, J.E., 1999. Properties of magnetic mineralogy of Alaskan loess: evidence of pedogenesis. *Quaternary International* 62 (1): 93-102.
- Liu, Q., Banerjee, S.K., Jackson, M.J., Chen, F., Pan, Y. and Zhu, R., 2004. Determining the climatic boundary between the Chinese loess and palaeosol: evidence from Aeolian coarse-grained magnetite. *Geophysical Journal International* 156: 267-274.
- Liu, Q., Banerjee, S.K., Jackson, M.J., Deng, Ch., Pan, Y., Zhu, R., 2005. Inter-profile correlation of the Chinese loess/palaeosol sequences during Marine Oxygen Isotope Stage 5 and indications of pedogenesis. *Quaternary Science Reviews* 24: 195-210.
- Liu, Q., A. P. Roberts, J. C. Larrasoana, S. K. Banerjee, Y. Guyodo, L. Tauxe, and F. Oldfield, 2012. Environmental magnetism: Principles and applications, *Rev. Geophys.*, 50p, RG4002, doi:10.1029/2012RG000393.
- López R.A. y Marcomini, S.C. 2000. Geomorfología y ordenamiento territorial del sector costanero comprendido entre la ciudad de Miramar y el arroyo Nutria Mansa, partido de General Alvarado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 251-264.
- López, H., C.C. Morgan y M.J. Montenegro. 2002. Ichthyological Ecoregions of Argentina. *Pro Biota*, Buenos Aires.

M

-
- Machette, M.N. 1985. Calcic soils of south-western United States. En Weide, D. J. (ed.) *Soil and Quaternary geology of the south-western United States. Special Paper, Geological Society of America* 203: 1-21.
- Mack, G.H., James, W.C. y Monger, H.C. 1993. Classification of paleosols. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 105: 129–136.

- Mack, G. H., Cole, D. R. y Treviño, L. 2000. The distribution and discrimination of shallow, autigenic carbonate in the Pliocene-Pleistocene Palomas Basin, southern Rio Grande rift. *Geol. Soc. Am. Bul.* 112 (5): 643-656.
- Maher, B.A. (1986): Characterization of soils by mineral magnetic measurements. *Phys Earth Planetary Inter* 42:76–92.
- Maher, B. A. (1991). Inorganic formation of ultrafine-grained magnetite. In *Iron Biominerals*, ed. R. B. Frankel & R. P. Blakemore, pp. 179–91. New York: Plenum Press.
- Maher, B.A., Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature* 336, 328–371.
- Maher, A. B. y Thompson, R. 1991. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Geology* 19: 3-6.
- Maher, B. A. & Thompson, R. (1995). Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. *Quat. Res.*, **44**, 383–91.
- Maher, B. A. y Thompson R. (1999): Palaeomonsoons I: the magnetic record of paleoclimate in the terrestrial loess and paleosol sequences. In: Maher BA, Thompson R (ed) *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, Cambridge, 81–125.
- Maher, B.A, 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137: 25-54.
- Maher, B.A., R. Thompson y M.W. Hounslow, 1999. Introduction En B.A. Maher y R. Thompson (Eds.), *Quaternary Climate, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, Cambridge, 1-48.
- Maher, B.A., Alekseev, A., Alekseeva, T., 2003. Magnetic mineralogy of soils across the Russian Steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 201, 321–341.
- Mankinen E. A., and Dalrymple, G.B., 1979. Revised Geomagnetic Polarity Time Scale for the Interval 0-5 m.y. B.P. *Journal of Geophysical Research* 84 (B2): 615-626.
- Marcomini, S. y López, R., 1999. Alteración de la dinámica costera por efecto de la explotación de arena de playa, partidos de General Alvarado y Lobería, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 6(1-2): 1-18.
- Marriott, S. B y Wright, V. P. 1993. Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *Journal of the Geological Society of London* 150:1109-1120.
- Marshall, L.G. 1985. Geochronology and landmammal biochronology of the Transamerican Faunal Interchange. En Stehil, F.G. y Webb, S.D. (eds.) *The great American biotic interchange*. Plenum Press, 49-85, New York.

- Marshall, L. G. y Pascual, R. (1978): Una escala temporal radiométrica preliminar de las edades –mamífero del Cenozoico Medio y Tardío sudamericano. *Obra del cincuentenario de Museo de La Plata* (5): 11-28.
- Martinez G. A. (2001): Geomorfología y geología del Cenozoico superior de las cuencas de drenaje de los arroyos Los Cueros y Seco, vertiente nororiental de las Sierras Septentrionales, Provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur. Tesis doctoral inédita.
- Mauriño, V.E., 1956. Los sedimentos psamíticos actuales de la región costera comprendida entre Faro Recalada y Faro Monte Hermoso. *Anales del LEMIT, Serie II* (61): 1-35.
- Muhs, D.R., Cattle, S.R., Crouvi, O., Rousseau, D.D., Sun, J., y Zárata, M.A., 2014. *Mineral Dust: A Key Player in the Earth System*. Chapter 16: Loess Records. Knippertz, P., and Stuut, J.B.W., (eds.). DOI 10.1007/978-94-017-8978-3_16. © Springer ScienceCBusiness Media Dordrecht (outside the USA).
- Mormeneo, M.L., Camilión M.C. y Iasi R.R., 1996. Composición de los agregados no dispersables de sedimentos pampeanos. *Revista Mus. La Plata (NS), Geología XI* (110): 135-148.
- Morrás, H.J.M., 2003. Distribución y origen de sedimentos loésicos superficiales de la Pampa Norte en base a la mineralogía de arenas. Resultados preliminares. *Asociación Argentina de Sedimentología* 10 (1): 53-64.
- Moschione, F. 1998. Relevamiento de Campo del Ambiente de Dunas en Desembocadura del Arroyo Zabala, Partidos de Necochea y San Cayetano. Ordenanza Municipal 789/98.

N

-
- Nabel, P. E. y Valencio, D. A. 1981 La magnetoestratigrafía del ensenadense de la ciudad de Buenos Aires: su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXXVI (I): 7-18.
- Nabel, P., Spiegelman, A., 1988. Caracterización paleomagnética y sedimentológica de sedimentos de la plataforma continental externa, provincia de Buenos Aires. *Seg. Jorn. Geol. Bon., Bahía Blanca. Actas*: 307-316.
- Nabel, P., 1993. The Brunhes–Matuyama boundary in Pleistocene sediments of Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary Int.* 17, 79–85.
- Nabel, P., 1995. Magnetic measurements used for paleoenvironmental reconstruction in Pampean loess and soils. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 11: 181-194.
- Nabel, P., Camilion, M. C., Machado, G. A., Spiegelman, A.T. y Mormeneo, L., 1993. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Pcia. de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 193-206.

- Nabel P. y Morrás, H. (1996): Susceptibilidad magnética en suelos de la Pampa Ondulada, Prov. de Buenos Aires. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 541.
- Nabel P.E., Morrás H.J.M., Petersen N., Zech W., 1999, Correlation of magnetic and lithologic features of soils and Quaternary sediments from the Undulating Pampa, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 3, 311-323.
- Nabel, P.E., Morrás H.J.M., Petersen, N. y Zech, W., 1999. Correlation of magnetic and lithologic features of soils and Quaternary sediments from the Undulating Pampa, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 311-323.
- Nabel, P.E., Cione, A. y Tonni, E. 2000. Environmental changes in the Pampean area of Argentina at the Matuyama-Brunhes boundary (C1r-C1n). *Chronos boundary. Paleogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 162: 403-412.

O

- Oldfield, F., 1991. Environmental magnetism—A personal perspective. *Quat. Sci. Rev.*10: 73–85, doi:10.1016/0277-3791(91) 90031-O.
- Oldfield, F., R.C. Chiverrell, R. Lyons, E. Williams, Z. Shen, C. Bristow, J. Bloemendal, J. Torrent y J.F. Boyle, 2014. Discriminating dusts and dusts sources using magnetic properties and hematite:Goethite ratios of surface materials and dust from North Africa, the Atlantic and Barbados. *Aeolian Research* 13:91-104.
- Oliva, M.I., 2005. Viscosidad magnética e interacciones magnéticas. Facultad de Matemática Astronomía y Física Universidad Nacional de Córdoba, España. Tesis doctoral.
- Orgeira, M.J. y Valencio, D. 1984. Estudio paleomagnético de los sedimentos aflorantes en Barranca de Los lobos, provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 162-173.
- Orgeira, M.J. 1987. Estudio paleomagnético de sedimentos del Cenozoico Tardío en la costa atlántica bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(3-4): 362-376.
- Orgeira, M.J., 1988. Estudio paleomagnético de sedimentos del Cenozoico Tardío en la costa atlántica bonaerense. *RAGA XLII* (3-4): 362-376.
- Orgeira, M.J., 1990. Paleomagnetism of late Cenozoic fossiliferous sediments from Barranca de los Lobos (Buenos Aires Province, Argentina). The magnetic age of the South America land – mamad ages *Phys. Earth Planet. Inter.*, 64. Elsevier, Amsterdam, pp. 121–132.
- Orgeira, M.J., 1991. Correlación magnetoestratigráfica de secuencias cenozoicas tardías de la República Argentina y Bolivia. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XLVI (1–2), 127–135.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vásquez, C.A., Di Tommaso, I.M., Alonso, S., Sherwood, G., Yuang Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vasquez, C.A., Di Tommaso, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu, Y. and Vilas, J.F.,

- 1998a. Magnetismo ambiental: Loess y paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53 (1): 91-100.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vásquez, C.A., Di Tommasi, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu, Y. y Vilas, J.F., 1998b. Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina), *Journal of South America Earth Sciences* 11(6): 561-570.
- Orgeira, M. J., Walther, A.M, Tófaló, R.O., Vásquez, C.A., Lippai, H. y Compagnucci, R., 2001. Estratigrafía y magnetismo de rocas en un perfil cuaternario. Implicancias paleoambientales y paleoclimáticas. Ao. Tapalqué, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (3): 353-366.
- Orgeira, M. J., A. M. Walther, R. Tófaló, C. A. Vásquez, T. Berquó, C. Favier Dubois, and H. Böhnel, 2003. Environmental magnetism in fluvial and loessic Holocene sediments and paleosols from the Chacopampean Plain (Argentina), *J. South Am. Earth Sci.*, 16, 259–274.
- Orgeira, M. J., F. X. Pereyra, C. Vásquez, E. Castañeda, and Compagnucci, R., 2004. Señal magnética en suelos actuales de la provincia de Buenos Aires, Argentina: su relación con el clima, *Rev. Espan. Geo-Temas* 6: 311–314.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Tófaló, R. O., Vásquez, C. A., Berquó, T., Favier Dobois, C. y Böhnel, H. 2002. Magnetismo ambiental en un paleosuelo desarrollado en la Formación Luján (Luján, provincia de Buenos Aires). Comparación con otras áreas de la provincia; consideraciones paleoclimáticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 451-462.
- Orgeira M.J., Walther, A.M. y Vásquez C, 2005. Magnetismo de rocas aplicado al estudio de suelos actuales: patrones para determinar el clima en el pasado. XVI Cong. Geol Arg. Tomo IV: 157-162.
- Orgeira, M.J. y Compagnucci, R; 2006. Correlation between paleosol-soil magnetic signal and climate. *Earth, Planets and Space (EPS)*, Special Issue " Paleomagnetism and Tectonics in Latinamerica"; 58 (10) : 1373-1380.
- Orgeira, M. J., F. X. Pereyra, C. Vásquez, E. Castañeda, and Compagnucci, R., 2006. Environmental magnetism in present soils, Buenos Aires province, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.*
- Orgeira, M.J. y Egli R., 2007. Environmental magnetism in paleosols and present soils of pampean plain, Argentina. *The IRM Quaterly*, summer 2007, vol 17, 2: 4-5.
- Orgeira M.J.; Pereyra F.X., Vásquez C., Castañeda, E. and Compagnucci, R., 2008. Environmental magnetism in present soils, Buenos Aires province , Argentina. *Journal of South American Earth Science*; 26: 217-224.
- Orgeira, M.J. y R.H. Compagnucci (2010): Uso de la señal magnética de suelos y paleosuelos como función climática. *RAGA* 65 (4): 612-623.

- Orgeira M.J., Vásquez C., Compagnucci, R., Raposo, I. y Pereyra F.X., 2009. Magnetismo de rocas en suelos actuales de la pampa ondulada, provincia de Buenos Aires, Argentina. Vinculación del clima con el comportamiento magnético. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*; Vol 26 (1): 65-78.
- Orgeira, M.J., Egli, R. y Compagnucci, R., (2011): A quantitative model of magnetic enhancement in loessic soils. 139 Chapter in *Earth Magnetic Interior (IAGA special Sopron book series)* Springer 25: 361-368.
- Osterrieth, M.L. y Martinez, G.A., 1993. Paleosols on late Cenozoic Loessic Sequences in the Northeastern side of Tandilia Range, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International* 17: 57-65.
- Osterrieth, M., Scampini, E., Borrelli, N., García Calderón, N., Martínez, P., Bernava, V., Miglioranza, K., Bernasconi, M.V., 2002. Geoecología y degradación de Argiudoles típicos afectados por prácticas hortícolas en áreas sub-urbanas de Buenos Aires, Argentina XVIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Puerto Madryn-Chubut.

P

-
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E.J., Gondar, D. y Tonni, E. 1965. Las edades del cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención en aquellas del territorio bonaerense. *Anales Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires* 6: 165: 193.
- Peters, C. y Dekkers, M.J. (2003): Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth* 28 (2003) 659–667.
- Prevosti, F. J.; Echarri, S.; Ercoli, M. D.; Pardiñas, U.F.J.; Ramirez, M. A.; Turazzini, G. F., 2013. Geología y paleontología de las barrancas costeras ubicadas entre Costa Bonita y el Balneario Los Ángeles (Provincia de Buenos Aires): resultados preliminares. *Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, La Rioja. Resumen.*

R

-
- Rabassa, J. (1973): Geología Superficial en la hoja "Sierras de Tandil", provincia de Buenos Aires. LEMIT, La Plata. *Anales, Serie II, n. 240, p. 115-160, 1973.*
- Ré, G. Y M.J. Orgeira; 1991. Estudio paleomagnético de una secuencia de sedimentos del Ensenadense y Bonaerense del subsuelo de la Ciudad de Buenos Aires. *Rev. de la Asoc.Geol.Arg.*; XLI (3-4):159-166.
- Retallack, G. J. 1992. A new compilation of depth to calcic horizons in soils for interpreting former rainfall from paleosols. *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs*, V.24, A227p.
- Retallack, G.J., 2001. *Soil of the Past: an Introduction to Paleopedology.* Blackwell Science Ltd, 393 p.

- Rico, Y., Elsner, C. y Bidegain J.C., 2007. La voltamperometría de micropartículas en la diferenciación de óxidos y oxihidróxidos de hierro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (3): 417-424.
- Rico, Y., Bidegain, J.C., Elsner, C.I., 2009. Synthetic and natural iron oxide characterization through microparticle voltammetry. *Geofísica Internacional* 48 (2): 221-236.
- Rico, Y. y Bidegain, J.C. (2013a): Magnetostratigraphy and environmental magnetism in a sedimentary sequence of Miramar, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International* 317 53-63.
- Rico, Y. y Bidegain, J.C. (2013b): Magnetoestratigrafía de los acantilados costeros ubicados al suroeste del río Quequén Grande, Necochea, provincia de Buenos Aires, Argentina. Resultados preliminares. *Latinmag Letters*, Volume 3, Special Issue. 1-9. Proceedings Montevideo, Uruguay.
- Rico, Y., Gómez Samus, M.L., Bidegain, J.C. (2014a): Nuevos registros de polaridad magnética en el sector comprendido entre Chapalmal y Necochea. III Jornadas Paleontológicas del Centro.
- Rico, Y., Gómez Samus, M.L., Bidegain, J.C. (2014b): Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos en los acantilados de la costa bonaerense. *Ciencia y Tecnología de los Materiales Revista del Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica* 4: 23-37
- Rico, Y., Bidegain, J.C, Gómez Samus, M.L., 2015. Análisis granulométrico y mineralogía magnética del perfil "Fogones de la Costa", Miramar, Provincia de Buenos Aires. VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Ushuaia.
- Rico, Y., Gómez Samus, M.L., y Bidegain, J.C. Genetic and Epigenetic factors affecting the magnetic records of Pleistocene Sediments in South America. *Journal South American Earth Sciences*. Aceptado, en etapa de corrección.
- Riggi, J.C., Fidalgo, F., Martínez, O., Porro, N., 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el partido de La Plata. *Asociación Geológica Argentina, Revista* XLI (3-4), 316-333.
- Roberts, A. P., Cui, Y., and Verosub, K.L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems, *J. Geophys. Res.*, 100, 17,909-17,924, doi:10.1029/95JB00672.
- Rouzaut, S., Orgeira, M.J., Vásquez, C.A., Argüello, G.L y Sanabria, J.A., 2012. Magnetic properties in a loess-paleosol sequence of Córdoba, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25(1-2).
- Ruocco, M.I., 1989. A 3 Ma paleomagnetic record of coastal continental deposits in Argentina. *Pelaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72, 105-113.

S

-
- Sandgren, P. & Snowball, I.F. (2001): Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology. In: W.M. Last & J.P. Smol (eds.) *Tracking Environmental Changes in Lake Sediments: Physical and*

- Chemical Techniques. Developments in Paleoenvironmental Research Book Series, Kluwer Academic Publishers, pp. 217-23.
- Sayago, J.M., 1995. The Argentine Neotropical Loess: an overview. *Quaternary Sciences Reviews* 14: 755-766.
- Sayago, J.M., Collantes, M.M., Karlson, A. y Sanabria, J., 2001. Genesis and distribution of the late Pleistocene and Holocene loess of Argentina: a regional approximation. *Quaternary International* 76/77: 247-257.
- Schelleberger, A., Heller, F., Veit, H., 2003. Magnetostratigraphy and magnetic susceptibility of the Las Carreras loess–paleosol sequence in Valle de Tafi, Tucumán, N.W-Argentina: Paleoclimatic Significance. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, Argentina.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.I. 1982. The evolution of Mar Chiquita lagoon coast, Buenos Aires province, Argentina. En Colquhom, D.J. (ed.) *Holocene Sea Level Fluctuations, Magnitude and Causes*. IGCP-INQUA 143-155, Columbia.
- Schultz, P., Zárate, M., Hames, B., Koeberl, C., Bunch, T., Storzer, D., Renne, P. y Wittke, J. 2004. The Quaternary impact record from the Pampas. Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 219: 221-238.
- Schwertmann, U. 1985. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. pp. 267-308. In: Stucki, J.W., B.A. Goodman y U. Schwertmann (eds.). *Iron in soils and clay minerals*. NATO ASI Series C217. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht, The Netherlands.
- Schwertmann, U. 1993. Relations between iron oxides, soil color and soil formation. pp. 51-70. In: *Special Publication 31*. Soil Science Society of America. Madison, WI.
- Smith, J.P., 1985. Mineral magnetic studies on two Shropshire-Cheshire meres, Unpublished Ph.D. Thesis, University of Liverpool.
- Soibelzon, E., Tonni, E.P. y Bidegain, J.C., 2008. Cronología, magnetoestratigrafía y caracterización bioestratigráfica del ensenadense (Pleistoceno Inferior-Medio) en la ciudad de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 421-429.
- Soibelzon, E., Prevosti, F.J., Bidegain, J.C., Rico, Y., Verzi, D.H. y Tonni, E.P., 2009. Correlation of late Cenozoic sequences of southeastern Buenos Aires province: Biostratigraphy and Magnetostratigraphy. *Quaternary International* 210 (1-2): 51-56.
- Soibelzon E., Tonni, E.P., and Bidegain J.C., 2010. The Quaternary Outcrops of Punta Hermengo (Buenos Aires province, Argentina): Magnetostratigraphy, Biostratigraphy and the Loss of Paleontological Heritage. *Geosciences* 27: 151-154.
- Spalletti, L. y Mazzoni, M., 1979. Caracteres granulométricos de arenas de playa frontal, distal y médanos del litoral Atlántico bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 12-30.

Stacey, F. D., 1963. The physical theory of rock magnetism, *Ah. Plzys.*, 12, 45.

Noller, J., Sowers, J.M., Lettis, W.R. (2000): *Quaternary Geochronology. Methods and Applications*. American Geophysical Union, Washington, DC. 582 pp.

T

Tapia, A. (1937): Datos geológicos de la provincia de Buenos Aires. *Aguas minerales de la República Argentina, Comisión Climática y Aguas Subterráneas* 2: 23-90.

Taylor, R.M. 1990. Some observations on the formation and transformation of iron oxides. pp. 85-104. In: De Boodt, M.F., M.H.B. Hayes y A. Herbillon (eds.). *Soil colloids and their associations in aggregates*. Plenum Press. New York.

Terminiello, L., Bidegain, J.C., Rico, Y., Mercader, R.C., 2001. Characterization of Argentine loess and paleosols by Mössbauer spectroscopy. *Hyperfine Interact.* 136, 97–104.

Teruggi, M.E., 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27(3): 322-332.

Teruggi, M.E., Etchichurry, M.C. y Remiro, J., 1957. Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, *Ciencias Geológicas* 4 (2): 167-250.

Teruggi, M.E., 1972. Criterios para el reconocimiento y estudio de los paleosuelos. Conclusiones y recomendaciones del grupo de trabajo sobre el origen y la naturaleza de los paleosuelos. *Rev. Asoc. Geol. Arg. Tomo XXVI* (4): 227-256.

Teruggi, M.E., Etchichurri, M y Remiro, J., 1957. Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia* 4 (2): 167-250.

Teruggi, M.E., Chaar, E., Remiro, J.R. y Limousin, T.A., 1959. Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca. *LEMIT, Pub. 77. Serie II. La Plata*.

Teruggi, M.E., Andreis, R.H., Mazzoni, M.M., Dalla Salda, L.H. y Spalletti, L.A., 1974. Nuevos criterios para la estratigrafía del cuaternario de las Barrancas de Mar del Plata – Miramar. *Anales del LEMIT, Serie II, N° 268*: 135-148.

Teruggi, M.E., e Imbellone, P.A., 1987. Paleosuelos loésicos superpuestos en el Pleistoceno Superior – Holoceno de la región de La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina, *Ciencia del Suelo* 5, N2, Buenos Aires, 175–188.

Thompson, R., Bloemendal, J., Dearing, J. A., Oldfield, F., Rummery, T. A., Stober, J. C., 1980. Environmental applications of magnetic measurements. *Science* 207: 481–6.

Thompson, R. y Oldfield, F., 1986: *Environmental Magnetism*. London: Allen and Unwin.

- Tinley, K., 1985. Coastal dunes of South Africa. South African National Scientific Programmes Report 109, CSIR, 300 p, Pretoria.
- Tonni, E.P., 1991. Mamíferos de la provincia de Buenos Aires. En: El Holoceno en la Argentina (M. Iriondo Ed.), Cadinqua, Vol.I.
- Tonni, E.P., 1994. Los mamíferos y el clima en el Pleistoceno y Holoceno de la provincia de Buenos Aires. Jornadas de Arqueología e Interdisciplinas: 127-142.
- Tonni, E.P. y Fidalgo, F., 1982. Geología y paleontología de los sedimentos del Pleistoceno en el área de Punta Hermengo (Miramar, Pcia de Buenos Aires, República Argentina): aspectos paleoclimáticos. Ameghiniana 19 (1-2): 79-108. Buenos Aires.
- Tonni, E.P., Bergman, W.D., Fidalgo, F., Gentile, O., Correa, H., 1988. La fauna local de Hernández (Pleistoceno Tardío), Partido de La Plata, Pcia. de Buenos Aires y sus sedimentos portadores. Segundas Jornadas Bonaerenses; Actas pp. 67-78.
- Tonni, E.P., Verzi, D., Bargo, M., Scillato-Yané, G., Pardiñas, U., 1996. Bioestratigrafía del Cenozoico superior continental de las barrancas costeras de Necochea y Miramar, provincia de Buenos Aires, República Argentina. IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Junín, Actas 1, 63–71.
- Tonni, E.P., Nabel, P., Cione, A.L., Etchichury, M., Tófaló, R., Scillato Yané, G., San Cristóbal, J., Carlini, A., Vargas, D., 1999. The Ensenada and Buenos Aires formations (Pleistocene) in a quarry in La Plata, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12:273-291.
- Torrent, J., Q.S. Liu y V. Barrón, 2010. Magnetic minerals in Calcic Luvisols (Chromic) developed in a warm Mediterranean region of Spain: Origin and paleoenvironmental significance. *Geoderma* 154:465-472.
- Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A., Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., and Virina E. I. (1998) Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/paleosol sequence at Roxolany (Ukraine). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 143, 111–133.
- Twiss, P.C. (1992), "Predicted World Distribution of C3 and C4 grass phytoliths", Rapp, G., Jr. y Mulholland, s.e. (Ed), *Phytolith systematics. Emerging issues. Advances in Archaeological and Museum Science*, Vol. 1, Plenum Press, London|New York, pp. 113-128.

V

-
- Valencio D.A. y M.J. Orgeira; (1983): La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de Buenos Aires: Parte II. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* XXXVIII (1): 24-333.
- Van Velzen, A.J., Dekkers, M.J., 1999. Low-temperature oxidation of magnetite in loess-paleosol sequences: a correction of rock magnetic parameters. *Studies in Geophysics and Geodesy* 43, 357–375.

- Vásquez, C.A., Walther, A.M., Orgeira, M.J., Di Tomasso, M.I., Lippai, H., Alonso, S. y Vilas, J.F.A., 1998. Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia loesspaleosuelo de la región chacopampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (53): 83-90.
- Verosub, K.L., Fine, P., Singer, M.J., 1993. Pedogenesis and paleoclimate: Interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences. *Geology* 21: 1011-1014.
- Verosub, K. L. y Roberts, A., 1995. Environmental Magnetism: Past, Present and Future. *Journal of Geophysical Research*, 100, B2, 2175-2192.
- Verzi, D.H., Montalvo, C.I., (2008): The oldest South American Cricetidae (Rodentia) and Mustelidae (Carnivora): late Miocene faunal turnover in central Argentina and the Great American biotic interchange. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* 267, 284-291.
- Violante, R. y Parker, G., 1992. Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47: 215-227.
- Violante, R.A. y G. Parker, 1993. Evidencias de una ingresión marina intercalada entre el Interensendense y el Belgranense ("Pampeano") en las áreas costeras y marinas del noreste bonaerense. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas II: 252-259 Mendoza.
- Virina E. I., Faustov S. S., and Heller F., 2000. Magnetism of loesspaleosol formations in relation to soil-forming and sedimentary processes. *Phys. Chem. Earth*. 25, 475-478.

W

-
- Walden J., Oldfield F., Smith J.P. (1999): Environmental magnetism: a practical guide. Technical Guide, No 6. Quaternary Research Association, London.
- Walther, A.M, Orgeira, M.J. y Lippai, H., 2004. Magnetismo de rocas en sedimentos cenozoicos tardíos en San Antonio de Areco, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (3): 433-442.
- Walther, A.M., Vilas, J.F., y Raposo, M.I., 2012. Estudios de magnetismo de rocas aplicados a un horizonte edafizado del Cuaternario tardío en Bahía San Sebastián, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Latinmag Letters* 2 (1): 1-13.
- Wang, Y., Evans, M.E., Ruther, N., Ding, Z., 1990. Magnetic susceptibility of Chinese loess and its bearing on paleoclimate. *Geophysical Research Letters* 17, 2449-2451.

Wright, V. P. y Marriott, S. B. 1996. A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its applications to the Old Red Sandstone of Britain. *Journal of the Geological Society of London* 153: 907 – 913.

Y

Yrigoyen, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. En geología de la provincia de Buenos Aires. 6º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 139-168. Buenos Aires.

Z

Zambrano, J. J. 1972. La cuenca del Colorado. En Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 419-438. Córdoba.

Zárate, M.A., 1989. Estratigrafía y Geología del Cenozoico Tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Colonia Chapadmalal, partido General Pueyrredón, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Museo de La Plata, 220 pág.

Zárate, M.A., 1991. Late Pleistocene and Holocene Loess Deposits of the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *Geo Journal* 24 (2): 211-220.

Zárate, M.A., 2003. Loess of Southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987-2006.

Zárate, M.A. y Fasano, J.L., 1984. Características de la sedimentación Pleistocena de la zona de Chapadmalal, provincia de Buenos Aires: significado de los paleosuelos y costras calcáreas. IX Cong. Geol. Arg. San Carlos de Bariloche, Actas IV: 57-75.

Zárate, M.A. y J.L. Fasano. 1989. The Plio-Pleistocene record of central eastern pampas, Buenos Aires province, Argentina. The Chapadmalal case study. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 72:27-52.

Zárate, M. y Blasi, A., 1991. Late Pleistocene and Holocene deposits of the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Geojournal* 24 (2): 211-220.

Zárate, M. y Blasi, A., 1993. Late Pleistocene –Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires Province, Argentina: a preliminary model. *Quaternary International* 17: 15-20.

Zárate, M. and Imbellone, P., 1998. Problems and concepts of Paleopedology in Argentina. *Quaternary International* 51/52: 115-126.

Zárate. M.A., Kemp, R.A., Blasi, A.M., 2002. Identification and differentiation of Pleistocene paleosols in the northern Pampas of Buenos Aires, Argentina.

Zárate, M.A. & Rabassa, J., 2005. Geomorfología de la Provincia de Buenos Aires. In: *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires* (de Barrio, R.E.; Etcheverry, R.O.; Caballé, M.F. & Llambías, E., eds.). Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino, 8: 119-138.

- Zárate, M y Orgeira, M.J. 2007. Sedimentación y edades magnéticas del Cenozoico Tardío continental de Argentina. En: Escenarios de cambio ambiental: registros del Cuaternario en América Latina, Fondo de Cultura Económico por iniciativa de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y Unión Mexicana de Estudios del Cuaternario (UMEC), 40 p.
- Zheng, W., Yu, L., Liu, M., Zheng, X., Shi, Y., 2007. Magnetic properties and geochemistry of the Xishu Loes in the present subtropical area of China, and their implications for pedogenic intensity. *Earth and Planetary Science Letters* 260: 86-97.
- Zhou, L.P., Oldfield, F., Wintle, A.G., Robinson, S.G., Wang, J.T., 1990. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 346:737-739.
- Zinck, J.A., Sayago, J.M., 1999. Loess-paleosol sequence of La Mesada in Tucumán province, northwest Argentina. Characterization and paleoenvironmental interpretation. *Journal of South American Earth Sciences* 12 (3): 293-310.
- Zinck, J.A. y Sayago, J.M., 2001. Climatic periodicity during the late Pleistocene from loess – paleosol sequence in northwest Argentina. *Quaternary International* 78: 11-16.