

GEOLOGÍA SUPERFICIAL DEL PARTIDO DE ADOLFO ALSINA, SUDOESTE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES. IMPLICANCIAS GEOMORFOLÓGICAS, ESTRATIGRÁFICAS Y AMBIENTALES.

Lic. Diego Francisco Block

**Trabajo de Tesis para optar por el título de Doctor en
Ciencias Naturales dirigida por la Dra. Adriana Blasi**

“Geología Superficial del Partido de Adolfo Alsina,
sudoeste de la provincia de Buenos Aires. Implicancias
geomorfológicas, estratigráficas y ambientales”



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Tesista Lic. Diego Francisco Block

Directora Dra. Adriana Mónica Blasi

Facultad de Ciencias Naturales y Museo-Universidad Nacional de La Plata-2025

ÍNDICE

Agradecimientos	6
Resumen	8
Abstract	10
Capítulo 1_ Introducción, objetivos, interrogantes y metodología	12
1.1 Introducción	12
1.2 Objetivos	14
1.2.1 Generales	14
1.2.2 Específicos.....	15
1.3 Interrogantes.....	15
1.4 Metodología	15
1.4.1 Tareas de Gabinete	15
1.4.2 Tareas de Campo	16
1.4.2.1 Reconocimiento y levantamiento de perfiles estratigráficos.....	16
1.4.3 Tareas de Laboratorio.....	18
1.4.3.1 Análisis Sedimentológicos y Petrográficos.....	18
1.4.3.1.a Micromorfología de Suelos	18
1.4.3.1.b Mineralogía por Difractometría de Rayos X.....	19
1.4.3.2 Paleomagnetismo	19
1.4.3.3 Paleontología.....	20
Capítulo 2_ Antecedentes de los depósitos del Cenozoico tardío de la región pampeana	22
2.1 Introducción	22
2.1.1 Los depósitos loésicos. Aspectos sedimentarios y mineralógicos	23
2.2 Estratigrafía	26
2.2.1 Esquemas estratigráficos	26
2.2.2 Edad y contenido paleontológico	27
2.3 La Formación Cerro Azul	30
2.3.1 Correlaciones Estratigráficas de la FCA	31
2.3.2 Factores de control de los procesos sedimentarios.....	34
2.3.3 Registro Paleontológico y Clima.....	35
Capítulo 3_ Marco ambiental del partido de Adolfo Alsina	38
3.1 Introducción	38
3.2 Climatología.....	38
3.3 Suelos	41
3.3.1 Aspectos sedimentológicos de los suelos (material parental)	41
3.4 Vegetación.....	46
3.5 Hidrología	48
3.5.1 Hidrología superficial de la región Centro-Sur	48
3.5.2 Aspectos sedimentológicos de las barrancas del Arroyo Pigüé	50
3.5.3 Cuerpos lenticos de la Región Central	51
3.5.4 El “Lago” Epecuén	52

3.6 Características Ambientales de la Región Norte.....	55
Capítulo 4_Geomorfología	57
4.1 Introducción	57
4.2 Antecedentes Geomorfológicos del Área en Estudio.....	58
4.2.1 Marco Geomorfológico Regional.....	59
4.2.2 El Positivo Bonaerense.....	60
4.2.3 La cuenca de Macachín	61
4.3. Geomorfología del Área de Estudio.....	63
4.3.1 Metodología aplicada en el análisis geomorfológico	64
4.3.2 Resultados alcanzados	65
4.3.3 Unidades Geomorfológicas Identificadas	66
4.3.3.1 La Unidad Geomorfológica Planicie Periserrana (PPS)	67
4.3.3.1b -El Entoscamiento Cuspidal (calcreta) de la FCA en la PPS	69
4.3.3.2 Unidad Geomorfológica Escarpa de la Planicie Periserrana (EPPS).....	71
4.3.3.3 Unidad Geomorfológica Paleo Valle Poligenético (PVP)	71
4.3.3.4 Unidad Geomorfológica Planicie Arenosa (PA).....	74
4.3.4 Mapas geomorfológicos elaborados	76
Capítulo 5_Las sedimentitas de la Formación Cerro Azul en el partido de Adolfo	
Alsina	79
5.1 Introducción	79
5.2 Ubicación de los perfiles estratigráficos	81
5.2.1 Aspectos metodológicos.....	81
5.2.2 Perfiles y unidades reconocidas en el Paleovalle Poligenético (PVP)	82
5.2.2.1. Perfiles sobre el Lago Epecuén	83
5.2.2.2 Unidad Pedosedimentaria Basal Castaño Rojiza (UPBCR).....	83
5.2.2.3 Unidad Pedosedimentaria Superior Castaño Amarillenta (UPSCA)	85
5.2.2.4 Perfil Laguna de la Sal	88
5.2.2.5 Perfil Laguna La Paraguaya	91
5.2.3 Perfiles y unidades reconocidas en la Escarpa de la Planicie Periserrana (EPPS)	94
5.2.3.1. Perfil Camino Rivera.....	94
5.2.4 Perfiles y unidades reconocidas en la Planicie Periserrana (PPS).....	97
5.2.4.1 Perfil Calle Moreno.....	97
5.2.5 Perfiles Integrados	99
Capítulo 6_Textura y composición de las unidades pedosedimentarias	101
6.1 Introducción	101
6.1.1 Antecedentes texturales y mineralógicos de la Formación Cerro Azul	101
6.2 Petrografía de las Unidades Pedosedimentarias.....	102
6.3 Resultados	103
6.3.1 Textura y composición mineralógica de la fracción arenosa esquelética	103
6.4 Algunas consideraciones sobre la presencia de “Intraclastos” de variado tamaño	107
6.4.1 Textura y composición de los pedorelictos	109
6.3.4 Difractometría de Rayos X.....	112
6.3.4.1 Roca Total	112
6.3.4.2 Fracción Arcilla.....	113

Consideraciones Generales y antecedentes	113
6.3.4.3 Resultados mineralógicos de la fracción arcilla.....	115
6.3.4.3.1 Arcillas de la UPBCR	115
6.3.4.3.2 Arcillas de la UPSCA.....	115
Capítulo 7_ Los procesos postdepositacionales (Parte I-Pedogénesis).....	117
7.1 Introducción	117
7.2 Antecedentes de Paleosuelos en las sucesiones del Cenozoico tardío Pampeano	118
7.2.1 Metodología y clasificación de paleosuelos	120
7.3 Resultados del estudio micromorfológico de las Unidades Pedosedimentarias ..	122
7.3.1. Perfiles en la EPPS	122
7.3.1.2. Unidad Pedológica Basal Cementada (UPBC) en Perfil Camino Rivera.....	122
7.3.1.2 Unidad Pedosedimentaria Superior (UPS) en Perfil Camino Rivera.....	125
7.3.2 Perfiles en las Unidades del Paleovalle	127
7.3.2.1 UPBCR.....	127
7.3.2.1.a Muestra UPBCR en Laguna La Paraguaya (LP).....	127
7.3.2.1.b Muestra UPBCR en Lago Epecuén, Campo El Falcón (EF)	130
7.3.2.1.c Muestra UPBCR en Laguna de la Sal (LS).....	131
7.3.2.2 UPSCA.....	133
Capítulo 8_ Los procesos postdepositacionales (Parte II).....	135
8.1 Bioturbaciones-Crotovinas.....	135
8.1.1 Antecedentes	135
8.2.2 Crotovinas en las Unidades pedosedimentarias	136
8.2.3 Restos Fósiles recuperados en Adolfo Alsina	137
8.2.3 Rizolitos.....	139
8.3 Carbonatación	142
8.3.1 Clasificaciones de carbonatos pedogenéticos.....	143
8.3.2 Antecedentes acerca de Calcretas en la provincia de Buenos Aires y La Pampa	144
8.3.3 Superficies geomorfológicas calcretizadas en nuestra área de estudio	145
8.3.4 Micromorfología de las calcretas	146
Capítulo 9_ Discusión y consideraciones finales	149
9.1 Discusión tecto-sedimentaria	149
9.2 Discusión pedosedimentológica.....	152
9.3 Evolución pedodiagenética	154
9.4 Discusión geomorfológica e historia geológica	156
9.5 Consideraciones finales.....	160
Bibliografía	163

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Adriana Blasi por haber propuesto y dirigido la presente Tesis doctoral. Por enseñarme y transmitirme la geología bonaerense siempre con entusiasmo, dedicación, disciplina y pasión. Por el tiempo, el esfuerzo y el compromiso dedicado. Por los viajes, las aventuras, las charlas y por brindarme toda su amistad. Por confiar en mí desde el primer día en que, “fortuitamente” nos conocimos, infinitas Gracias.

A la Dra. Yamile Rico por su compromiso, dedicación y por confiar siempre en mi trabajo. Por enseñarme y transmitirme su pasión por el loess pampeano. Por hacerme participe de sus trabajos. Por el esfuerzo, tenacidad y seriedad brindada en los análisis paleomagnéticos. Por las charlas y por su amistad.

A la Dra. Carola Castiñeira Latorre y al Lic. Marco Álvarez, por estar siempre presentes, por las charlas, los mates, la geoarqueología y por ser un ejemplo de que se puede. Al Dr. Alexander Cottescu por su amistad genuina y acompañar siempre.

A la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires por otorgarme una Beca Doctoral la cual me permitió desarrollar este trabajo. A la Universidad Nacional de La Plata que me formó, con educación pública, inclusiva y de calidad. Al INREMI por permitir el uso del microscopio con cámara.

A la Dra. Laura Cruz, Dr. Ricardo Bonini, Dr. Juan Carlos Fernícola y a todos los miembros del grupo que formamos y que pudo obtener subsidios de un proyecto PICT que fue esencial para cubrir los gastos de la investigación a lo largo de estos años.

A Viviana Castro y Juan Abut, por brindarse enteros desde que llegamos a Carhué y abrirnos amorosamente las puertas de su casa y por gestionar todo lo que necesitamos en el campo para desarrollar este trabajo. Al Sr. Roberto Fernández por permitirnos trabajar en su campo y recibirnos siempre bien predispuesto.

AL Dr. Marcelo Zárate por acompañarnos en una campaña, brindarse generosamente, y por invitarme a recorrer los perfiles en La Pampa, lo cual fue muy valioso. Por la buena energía y la pasión que transmite y contagia.

Al Tec. Daniel Alves por los cortes de suelo y hacer sobrevivir los pedorelictos.

A la Dra. Silvia Ametrano y Lic. Miguel del Blanco por confiar en mí y gestionar el cargo para operar el Difractómetro de Rx en la División Mineralogía del Museo. A la Dra. Silvia Carrasquero.

A los evaluadores Dr. Augusto Varela, Dra. M. Soledad Regeimborg y al Dr. Enrique Fucks que con sus sugerencias contribuyeron a mejorar este trabajo.

A mi familia y amigos que siempre están presentes. A Pedrito y Sarita. A Sofi por su amor.

RESUMEN

El presente trabajo de tesis doctoral aborda el estudio de la geología superficial del partido de Adolfo Alsina en el Sud-Oeste bonaerense. Además de describir los aspectos ambientales del área, se pone énfasis en la descripción y caracterización de las unidades Neógenas que afloran en la región, las cuales fueron agrupadas en la Formación Cerro Azul (FCA). La misma constituye parte del registro de la sedimentación continental de la región central extra andina de la República Argentina.

El estudio se abordó desde una perspectiva pedosedimentaria y sumado a que las unidades sedimentarias identificadas presentan expresión geomorfológica comprendiendo unidades morfoestratigráficas, el mapeo en función de la topografía fue crucial.

Se trabajó interdisciplinariamente con áreas de geología, paleontología y paleomagnetismo.

Se discriminaron cuatro unidades geomorfológicas: la escarpa de la planicie perriserrana (EPPS), la planicie periserrana (PPS), el paleovalle poligenético (PVP), y la planicie arenosa (PA). La FCA aflora en todas las unidades a excepción de la PA. En la EPPS se discriminaron dos unidades pedosedimentarias: la unidad pedosedimentaria basal cementada (UPBC) de polaridad normal y una suprayacente, la unidad pedosedimentaria superior (UPS) de polaridad inversa. Se trata de sucesiones de paleosuelos cumúlicos, con características vérticas y cementados por carbonatos. En la unidad basal se recuperaron restos de roedores y ungulados nativos. En el PVP hay altos topográficos, cerros relictuales que atestiguan la erosión del paisaje y separan los bajos sin salida que actualmente están ocupados por salinas. En las barrancas de estos cuerpos salinos afloran dos unidades pedo-sedimentarias: la unidad pedosedimentaria basal castaño rojiza (UPBCR) de polaridad normal y otra suprayacente, la unidad pedosedimentaria superior castaña amarillenta (UPSCA) de polaridad inversa. La UPBCR está compuesta por arenas limosas y limolitas, pedogenizadas y muy bioturbadas por la actividad de mamíferos cavadores. La reorganización pedogénica, la cementación carbonática y la bioturbación impide el reconocimiento de las características faciales originales entre ellas, las estructuras mecánicas primarias. No obstante, se pudieron reconocer en algunos sectores laminaciones producto de trabajo subácueo. En la unidad se recuperaron roedores (carpincho), cingulados, ungulados y trazas fósiles (nidos de insectos que podrían atribuirse a abejas solitarias y a escarabajos coprófagos). Mientras que del nivel suprayacente se destaca su laminación primaria con sobreimposición de procesos pedogenéticos; de esta unidad se registró un ungulado. En la PPS se encontraron niveles de paleosuelos de la UPS, con abundantes procesos carbonáticos, los que son cortados mediante una discordancia erosiva de importante magnitud por un fanglomerado. Este último se encuentra fuertemente cementado conformando una

calcreta de gran dureza, plegada y brechada Sin embargo, estas últimas se reconocen en varios niveles cuspidales de las superficies geomórficas a medida que nos adentramos en el piedemonte serrano.

Se ha postulado una posible evolución geológico-geomorfológico del área en donde durante el Neógeno los procesos tectónicos han generado el ascenso de bloques y su consecuente erosión. Se postula una importante participación del agente eólico en el modelado del paisaje. Luego en las unidades de las zonas altas (PPS, EPPS y cerros relictos dentro del paleovalle), producto de una estabilidad geomorfológica en clima semiárido se calcretizan. En las zonas bajas hay agradación con unidades que, en parte, son producto de retrabajo subacuoso y con importantes procesos postdepositacionales sobreimpuestos.

ABSTRACT

The present doctoral thesis work addresses the study of the superficial geology of the Adolfo Alsina district in the South-Western Buenos Aires region. In addition to describing the environmental aspects of the area, emphasis has been placed on the description and characterization of the Neogene units that outcrop in the region, which have been grouped into the Cerro Azul Formation (CAF). This formation constitutes part of the record of synorogenic continental sedimentation in the central extra-Andean region of Argentina.

An interdisciplinary approach was adopted, involving geology, paleontology, and paleomagnetism. The study of the units was conducted from a pedosedimentary perspective, and given that the units have geomorphological expressions comprising morphostratigraphic units, the mapping of units based on topography was crucial to understanding their geological evolution.

Four geomorphological units were identified: the periserran plain escarpment (PPE), and the periserran plain (PP), the polygenetic paleovalley (PPV), and the sandy plain (SP). The CAF outcrops in all units except for the SP. In the PPE, two pedosedimentary units were distinguished: a basal unit of normal polarity and an overlying unit of reverse polarity. These consist of accumulative paleosols with vertic characteristics and carbonate cementation. In the basal unit, remains of native rodents and ungulates were recovered. In the PPV, there are topographic high relict hills that bear witness to landscape erosion and separate the enclosed lowlands currently occupied by sabkhas. On the cliffs of these saline bodies, two pedosedimentary units outcrop: a basal reddish-brown unit (BRBU) of normal polarity and an overlying yellowish-brown unit (YBU) of reverse polarity. The BRBU is composed of silty sands and siltstones, pedogenized and heavily bioturbated by the activity of burrowing mammals. Pedogenic reorganization, carbonate cementation, and bioturbation prevent the recognition of the original facies characteristics, including primary mechanical structures. However, in certain sectors, laminations produced by subaqueous activity were identified. In this unit, remains of cingulates, ungulates, and trace fossils (insect nests possibly attributable to solitary bees and dung beetles) were recovered. The overlying level is notable for its primary lamination with the superimposition of pedogenic processes; an ungulate was recorded from this unit. In the PP, levels of paleosols of normal polarity were found, with abundant carbonate processes, which are cut by a significant erosive unconformity by a fanglomerate. This latter deposit is strongly cemented, forming a calcrete of great

hardness. However, these calcretes are recognized in several summit levels of the geomorphic surfaces.

A possible geological and geomorphological evolution of the area has been postulated, where tectonic processes during the Neogene generated the uplift of blocks and their subsequent erosion. A significant role of wind influence is postulated in shaping the landscape. Later, in the upper zones (PPS, EPPS, and relict hills within the paleovalley), the result of geomorphological stability in a semi-arid climate, they are calcretized. In the lower zones, there is aggradation with units that are, in part, the product of subaqueous reworking and with significant superimposed post-depositional processes.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS, INTERROGANTES Y METODOLOGÍA

1.1 Introducción

Adolfo Alsina es un distrito del Sud-Oeste de la provincia de Buenos Aires, que limita hacia el Oeste con la provincia de La Pampa y con los Partidos de Salliqueló y Pellegrini al Noreste, con Saavedra y Puan al Sur y Guamaní al Este (Fig. 1.1). El mismo está enmarcado dentro de la gran unidad geológica denominada llanura chacobonaerense (Ramos, 1999). El Partido posee una superficie de 587.500 hectáreas constituyéndose en uno de los Partidos más extensos de la Provincia de Buenos Aires y uno de los de menor densidad poblacional.

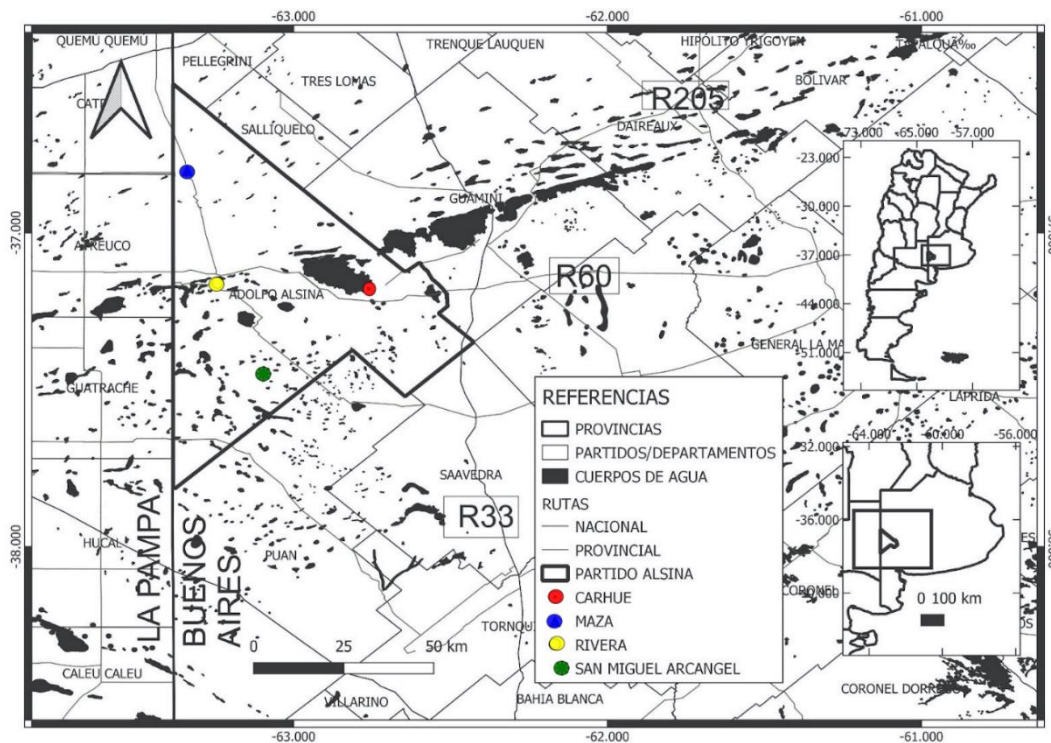


Figura 1.1. Localización del Partido de Adolfo Alsina y principales localidades.

Las rutas de accesos con asfalto son desde Buenos Aires la RN 205 y la RP 60; desde Bahía Blanca la RP 33. La localidad cabecera es la ciudad de Carhué que se encuentra a orillas del lago Epecuén, la cual posee actualmente 17.666 habitantes. La segunda localidad en densidad poblacional es Rivera, ubicada a 10 kilómetros del Meridiano Quinto que separa las provincias de Buenos Aires y La Pampa, contaba en 2010 con 3.217 habitantes; en tanto Villa Maza, la tercera ciudad más grande el Partido,

que se encuentra a 70 kilómetros al Nor-Noroeste de la ciudad de Carhué, no supera los 2.000 habitantes. El resto de núcleos poblados del Partido corresponden a ejidos rurales de pequeñas dimensiones y con menos de 1.000 habitantes. Entre ellos San Miguel Arcángel, Gascón, Leubucó, Erize.

La dinámica socio-económica es predominantemente rural. La actividad agropecuaria tiene una fuerte impronta. Sin embargo, la alta concurrencia de turismo que visita Carhué, por las propiedades mineromedicinales del agua del Lago Epecuén, le asignan otras posibilidades laborales y comerciales (Consejo Federal de Inversiones, 2013).

El sector central del Partido es un sitio nodal desde el punto de vista geoestructural, debido a que confluyen en él la cuenca de Macachín y el sistema serrano de Ventana; a su vez, geomorfológicamente, se desarrollan tres dominios fisiográficos contrastantes. A saber: en la zona Sur, que coincide con el límite Norte del Positivo Bonaerense, se desarrolla una planicie que representa el piedemonte distal de la Sierra de la Ventana, la cual limita con un área deprimida (menores cotas del Partido); se trata de la zona central, una planicie con bajos endorreicos que constituye una lineación de envergadura regional con orientación SO - NE y que se continúa hacia La Pampa en el Valle Argentino; por último en la zona Norte donde se expresa una planicie medanosa con dunas de variada morfología y mantos de arena de edad Pleistoceno tardío-Holoceno (Dillon *et al.*, 1985; Iriondo y Kröhling, 1995; Isla *et al.*, 2010). Estos tres dominios geomorfológicos poseen límites bien definidos en el Partido de Adolfo Alsina (Fig. 1.2).

En la zona central y Sur afloran sedimentos castaños loésicos de composición volcánoclastica del subciclo Mio-Plioceno asignables a la Formación Cerro Azul (FCA) (Folguera y Zárate, 2009). En la zona Sur del Partido, desarrollada en la vertiente Norte del sistema de Ventana, el paisaje es suavemente ondulado, existe una planicie estructural conformada por una calcreta de hasta 2 metros de espesor sobre la que yacen en discordancia depósitos loésicos, limo-arenosos, de medio metro de espesor promedio, de edad Holoceno tardío que constituye el material parental del suelo actual (Zárate, 2005).

Dadas las características de la zona, se realizó un estudio con varias escalas de trabajo, desde regional hasta la microescala. Sin embargo, la visión regional es esencial para entender los aspectos geológicos, enmarcados en un contexto geodinámico más

amplio, que en nuestro caso involucra la zona central extraandina del territorio argentino, con énfasis en la provincia de Buenos Aires y La Pampa.

Las investigaciones geológicas realizadas con anterioridad en Adolfo Alsina dan cuenta que los sedimentos superficiales que se encuentran allí, corresponderían a la depositación ocurrida en dos ciclos sedimentarios de ambiente continental, uno del Mioceno tardío-Plioceno y otro del Pleistoceno tardío-Holoceno. Durante el lapso Plio-Pleistoceno se estima que hubo una etapa de no depositación y/o erosión (Zárate, 2005).

La dinámica sedimentaria del subciclo Mioceno tardío-Plioceno está relacionada con factores climáticos y tectónicos. El espacio de acomodación para este lapso temporal se vincula con procesos relacionados a la tectónica andina. La procedencia de los sedimentos es andina (volcaniclásticos) y han sido interpretados como depósitos sinorogénicos distales (Folguera, 2011).

El estudio del Cenozoico tardío continental pampeano ha sido objeto de numerosos estudios geológicos y paleontológicos desde los albores de la ciencia geológica argentina, los cuales serán citados en el apartado de antecedentes (Capítulo 2). En el caso del Partido de Adolfo Alsina, sin embargo, es necesario ajustar los nuevos estudios para integrarlos al modelo de evolución del Cenozoico tardío.

La finalidad principal de este trabajo es describir la geología superficial del partido, con énfasis en la caracterización de la Fm. Cerro Azul (FCA), unidad litoestratigráfica enmarcada en el subciclo Mio-Plioceno, e intentar comprender los factores de control que han regulado la sedimentación (tectónicos, climáticos, tasa de aporte) e interpretar los procesos postdeposicionales que modificaron las características primarias de las sedimentitas, fundamentalmente la pedogénesis. A su vez generar un modelo geológico-geomorfológico del área para que las investigaciones paleontológicas posean un control estratigráfico.

1.2 Objetivos

1.2.1 Generales

Describir la geología superficial del partido con énfasis en comprender los procesos y factores geológicos que regularon la sedimentación de la FCA en la región sudoeste de la provincia de Buenos Aires.

1.2.2 Específicos

- Describir las características ambientales del partido.
- Analizar la configuración geomorfológica y vincularla con los procesos morfogenéticos que labraron el paisaje.
- Caracterizar los depósitos Neógenos con una aproximación pedosedimentaria.
- Comprender la sobreimposición de procesos diagenéticos (poligénesis).
- Situarse en contexto estratigráfico el contenido fósil hallado.
- Sentar las bases para investigaciones paleontológicas futuras con control estratigráfico.

1.3 Interrogantes

¿Los sedimentos de la Fm. Cerro Azul del ciclo Mioceno tardío-Plioceno, que afloran en el Partido de Adolfo Alsina son genéticamente afines a los estudiados en la provincia de La Pampa?

¿Existieron controles morfoestructurales que incidieron en el proceso depositacional?

¿Existieron diferencias respecto de los procesos depositacionales y postdepositacionales que dieron lugar a las características sedimentológicas de los depósitos a ambos lados del meridiano quinto?

En caso de existir diferencias entre ambas regiones, ¿son éstas producto de cambios paleoambientales y/o paleoclimáticos?

1.4 Metodología

Para la realización del trabajo se efectuaron tareas de gabinete, de campo y de laboratorio.

1.4.1 Tareas de Gabinete

1.4.1.1 Recopilación bibliográfica

Con el objetivo de investigar el estado de conocimiento del área de estudio se realizó una recopilación bibliográfica exhaustiva que involucró aspectos de geología regional, tectónicos, estratigráficos, geomorfológicos, paleopedológicos, paleomagnéticos y paleontológicos del Cenozoico continental de la llanura Chacabonaerense, entre otros.

1.4.1.2 Análisis de Imágenes

Se realizaron tareas de cartografía digital. Se georreferenciaron y digitalizaron hojas topográficas del IGN a escala 1:50000 para la confección de un modelo de elevación digital (DEM), a partir del cual se crearon curvas de nivel y el mapa geomorfológico; se utilizó además información digital disponible de centros e institutos de investigación gubernamentales como la CONAE, IGN y el INTA.

Dichos datos fueron procesados e interpretados con el Programa QGIS, versión 3.16.9, georeferenciados y almacenados según la Proyección Conforme Gauss-Krüger, Sistema de Referencia WGS 84. Así se obtuvieron archivos digitales cada uno de ellos con diferentes capas de información, en formato shapes, y con igual proyección, es decir con iguales coordenadas planas para poder ser incorporadas a cualquier base de datos SIG (Sistema de Información Geográfico).

1.4.2 Tareas de Campo

1.4.2.1 Reconocimiento y levantamiento de perfiles estratigráficos - Recolección de muestras

Se realizaron 6 viajes de campaña entre los años 2017 y 2023. Mediante los mismos se recorrió gran parte del Partido con énfasis en los sectores con mejores condiciones de acceso, zonas lindantes a las lagunas y caminos bien establecidos sobre materiales cenozoicos.

Se realizaron 5 perfiles estratigráficos principales y varios secundarios (de corroboración), (Figura 1.2).

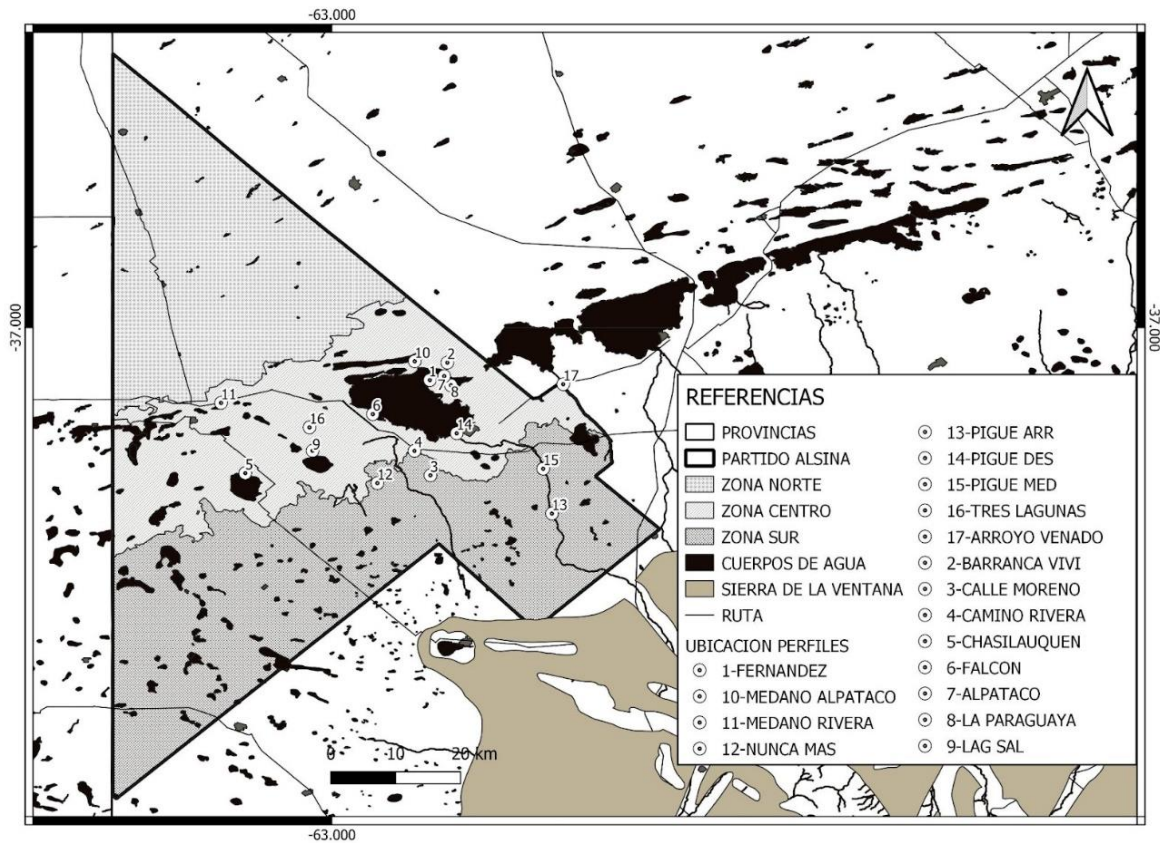


Figura 1.2. Mapa donde se destaca la subdivisión fisiográfica del Partido y la ubicación de los perfiles analizados.

Se definieron luego unidades depositacionales integradas y separadas entre sí por discontinuidades de carácter erosivo o de estabilidad. Las discontinuidades, que señalan momentos de estabilidad, están relacionadas con pausas o equilibrio en los procesos de agradación o erosión.

Para la obtención de muestras de las unidades Neógenas se realizó el abordaje de los depósitos con un enfoque pedosedimentario, ya que los mismos presentan procesos postdepositacionales, que en la mayoría de los casos obliteran las características sedimentarias primarias. Se tomaron muestras representativas de cada unidad definida. Conjuntamente se realizó el muestreo paleomagnético en todos los perfiles principales del Neógeno.

También, en estos perfiles, y debido a la gran cantidad de fósiles hallados se generó un proyecto PICT-GRF-2020-2193, "PALEONTOLOGÍA Y GEOLOGÍA DEL NEÓGENO-CUATERNARIO DEL CENTRO-OESTE DE LA PROVINCIA DE

BUENOS AIRES” bajo la dirección de la Dra. Laura Cruz y en cuyo marco se recolectaron numerosos restos fósiles.

En el caso de los materiales inconsolidados de edad Pleistoceno-Holoceno se tomaron muestras representativas para análisis texturales y mineralógicos.

1.4.3 Tareas de Laboratorio

1.4.3.1 Análisis Sedimentológicos y Petrográficos

Las tareas de laboratorio se realizaron en la División Mineralogía, Petrología y Sedimentología del Museo de La Plata.

1.4.3.1.a Micromorfología de Suelos

De cada unidad pedosedimentaria definida se escogieron muestras representativas que tuvieron que ser impregnadas con resina epoxi incolora en una bomba de vacío, puesto que el grado de consolidación de los materiales cenozoicos así lo requieren, de modo tal de lograr la dureza necesaria para preparar cortes delgados de 30 micras de espesor. Se describieron las muestras según la metodología de Bullock *et al.* (1985) y modificaciones posteriores de Stoops *et al.* (2010). Se tuvo en cuenta la relación porcentual entre granos gruesos (esqueleto) y finos (plasma). La presencia de vacíos, poros y agregados. Tipos de cementación, microfábrica, bioturbaciones y pedregos. Para una descripción homogénea de las muestras analizadas se confeccionaron planillas en las cuales se volcaron los principales atributos a observar en cada sección delgada. Los especímenes y los atributos descriptos fueron fotografiados con una cámara Nikon del Laboratorio de microscopía petrográfica del INREMI. En algunos casos se utilizó una cámara Cannon utilizando el microscopio Zeiss Pol III de la División Mineralogía del Museo.

Para el estudio de los paleosuelos se tuvo en cuenta los criterios de reconocimiento de campo de Retallack (1988) y se los clasificó según Mack *et al.*, (1993) teniendo en cuenta las consideraciones de Retallack (1998).

1.4.3.1.b Mineralogía por Difractometría de Rayos X

Con el fin de identificar minerales se realizaron análisis composicionales por el método de difracción de rayos X.

Las muestras analizadas por el método de roca total se molieron con mortero de ágata a polvo fino y se colocaron en un portamuestras de acero inoxidable; la lectura de las muestras se realizó con una velocidad de registro de $0,2^\circ$ theta /s y un intervalo de 5° a 85° 2 theta.

Para el estudio de los argilominerales se utilizó la metodología propuesta por Moore y Reynolds (1997). Se realizaron como pretratamientos la eliminación de materia orgánica con agua oxigenada 100 volúmenes y la eliminación de cementos carbonáticos con ácido clorhídrico 37% V/V.

Se realizaron también preparados orientados de la fracción arcilla (4 micras), la cual se obtiene luego de agitación por 15 minutos y después de una hora de decantación se pipetea entre 1 y 2 ml y se colocaron en un portaobjetos de vidrio hasta el límite de la tensión superficial de la solución para que las arcillas decanten en sus caras basales (001). Se generaron 3 portaobjetos de vidrios por muestra, los cuales se dejaron secar, para luego analizar en condiciones naturales, glicoladas (expuestas a vapores de etilenglicol durante 24 hs) y calcinadas (en mufla durante 2 horas a 550°C). La lectura de las muestras orientadas. Se realizó con una velocidad de registro $0,02^\circ$ theta/s y un intervalo de 0 a 30° 2 theta. Tanto los estudios de roca total como de la fracción arcilla se realizaron en la División Mineralogía, Petrología y Sedimentología del Museo de La Plata que cuenta con un laboratorio de Rayos X, el cual posee un difractómetro Panalytical modelo AERIS. Se utilizó radiación de Cu y filtro de Ni. Las condiciones de medida fueron 40 kv y 15 mA. Para la interpretación de los resultados y la salida gráfica se utilizó el programa HighScore 5.1 del cual se cuenta con licencia académica.

1.4.3.2 Paleomagnetismo

Se realizaron estudios de paleomagnetismo en todas las unidades Neógenas, los que fueron efectuados en el LEMIT bajo la supervisión de la Dra. Yamile Rico. En esta tesis se incluyen los resultados de polaridad magnética en los perfiles estratigráficos en el Capítulo 5.

Técnica de muestreo y análisis paleomagnético

Con un muestreador de hidrobronce de sección cuadrada, se extrajeron muestras cúbicas de sedimento de 8 cm³, orientadas con brújula geológica respecto al norte magnético y niveladas en la horizontal con nivel de burbuja. Las mismas fueron colocadas en porta-muestras cúbicos rotulados de 2 x 2 x 2 cm y fijadas con adhesivo vinílico.

El análisis paleomagnético se realizó en el laboratorio de paleomagnetismo del LEMIT, utilizando un magnetómetro rotativo de puerta de flujo Minispin y un desmagnetizador por campos magnéticos alternos (AF), ambos marca Molspin. En primer lugar, se midieron las componentes del magnetismo remanente natural (MRN), es decir, su declinación (D), inclinación (I) e intensidad magnética (J_0). Luego, las muestras fueron desmagnetizadas por campos magnéticos alternos (H) para eliminar las componentes de magnetización secundarias (aquellas que el material fue adquiriendo luego de su sedimentación y compactación) y poder determinar la componente primaria o característica, es decir, el magnetismo remanente característico (MRC) que nos dará información acerca de la polaridad magnética normal o inversa de cada muestra. Mediante el uso del software SUPER-IAPD-2000 (Torsvik *et al.* 2000), los datos fueron representados en redes estereográficas, diagramas x-y (campo aplicado vs intensidad magnética residual) y diagramas de Zijderveld, y a partir del método de Kirschvink (1980) se determinó el magnetismo remanente característico (MRC) con un ángulo de desviación media (ADM) inferior a 20°. También se determinó el campo medio destructivo (CMD), es decir, el campo magnético necesario para reducir el valor de J_0 un 50 %.

1.4.3.3 Paleontología

Cabe destacar que el acervo de materiales fósiles que se presentan en esta tesis y aquellos que se siguen recolectando en el marco del proyecto denominado “PALEONTOLOGÍA Y GEOLOGÍA DEL NEOGENO-CUATERNARIO DEL CENTRO OESTE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES” (PICT 2020-2193), han generado la necesidad de crear una nueva Colección Paleontológica para el resguardo y cuidado de los mismos. Es así que se presentó el año pasado una solicitud para la creación de la COLECCIÓN DE PALEONTOLOGÍA DEL DISTRITO DE ADOLFO ALSINA: Colección Ramón Razquin cuyo acrónimo es: CP-RR. Dicha solicitud fue aprobada por el Centro de Registro del Patrimonio Arqueológico y Paleontológico, perteneciente a la

Dirección Provincial de Patrimonio Cultural del Instituto Cultural del Gobierno de la Provincia de Buenos Aires.

Los materiales se encuentran en tránsito en el Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia” (MACN) para su preparación, acondicionamiento y posterior envío a su repositorio final, la CP-RR. Destacamos el trabajo conjunto que se viene realizando en el marco de esta tesis y proyecto con los guardaparques (Viviana Castro y Juan José Abut) y por intermedio de ellos con el Señor Intendente Municipal Licenciado Javier Andrés

CAPÍTULO 2

ANTECEDENTES DE LOS DEPÓSITOS DEL CENOZOICO TARDÍO DE LA REGIÓN PAMPEANA

2.1 Introducción

La llanura chacabonaerense es una unidad geológica que ocupa una vasta dimensión espacial y que se caracteriza por su bajo relieve general (Yrigoyen, 1975; Ramos, 1999).

En la provincia de Buenos Aires esta fisiografía característica sólo está interrumpida por los cordones serranos de Tandilia y Ventania. En la poca expresión topográfica (altitudinal) de la llanura es difícil obtener buenos cortes geológicos naturales sino es en ríos y arroyos, en la zona serrana y en las barrancas litorales de lagunas o de la costa atlántica; los cortes de ruta y canteras, son lugares también propicios para observar el sustrato geológico que se encuentra por debajo del suelo actual. Allí depósitos continentales loésicos y loessoides que abarcan edades desde el Neógeno hasta el Cuaternario son el material que domina el subsuelo de la región (Fidalgo *et al.*, 1975), (Fig. 2.1).

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. En tanto el término loessoide se aplica a aquellos materiales loésicos retrabajados por agentes de transporte (loess secundario) y como también a los meteorizados o pedogenizados (*weathered loess*).

Liu *et al.* (2012), indican que los depósitos loésicos cubren aproximadamente el 10 % de la superficie terrestre, 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.

Estos sedimentos cubren más de 300.000 km² en Argentina, formando un extenso *plateau*, se encuentran subaflorando y se desarrollan en subsuelo. Comprenden mayormente limos, limos arenosos y arenas limosas de coloraciones castañas rojizas a castañas y contienen concentraciones de carbonato de calcio en varios niveles (Teruggi,

1957). Los loess arenosos son característicos de las Pampas del Sur, mientras que depósitos más finos, como limos y arcillas limosas (loess típico y loess arcilloso de Pye, 1987) son dominantes en el Chaco y Noroeste argentino.

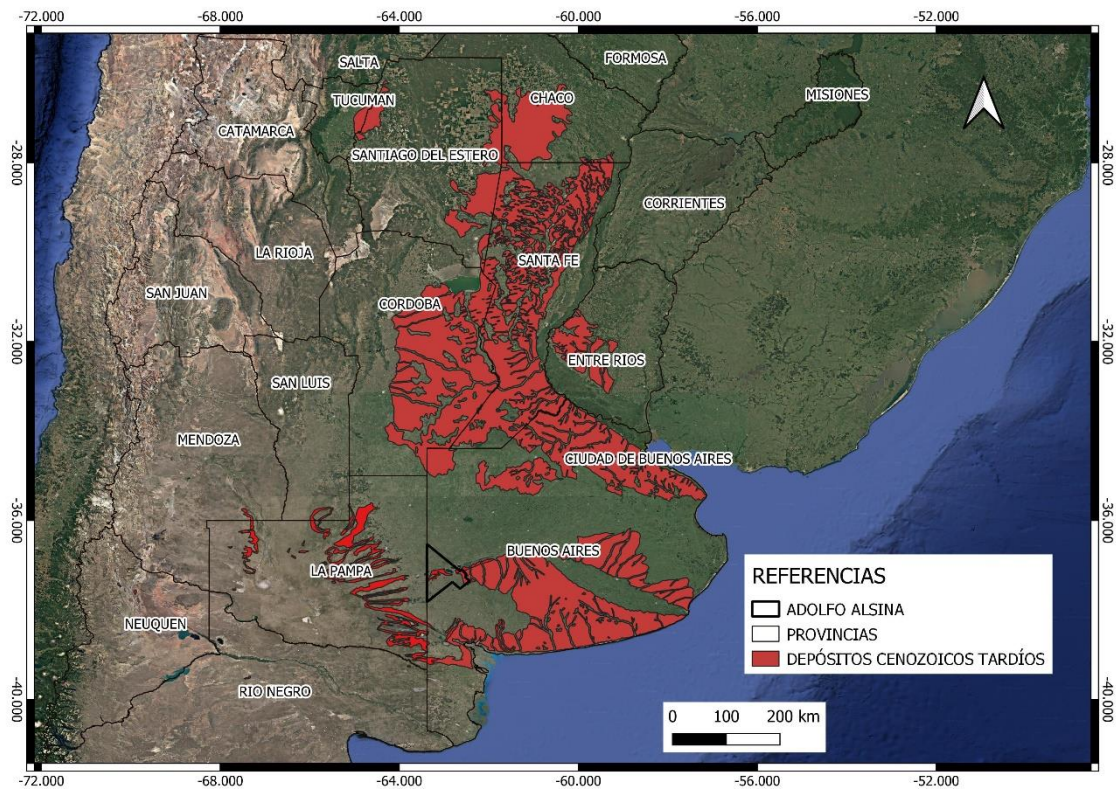


Figura 2.1. Mapa de distribución de los depósitos continentales del Cenozoico tardío.

2.1.1 Los depósitos loésicos. Aspectos sedimentarios y mineralógicos

Desde el punto de vista genético hay coincidencia en la literatura para asignarle un origen eólico (Blatt, 1982; Pye, 1987); sin embargo, debe tenerse en cuenta la posibilidad de un origen poligenético, formado por transporte y depositación eólica y modificado por fenómenos fundamentalmente edáficos (Teruggi, 1982).

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 limos loessoides (Frenguelli, 1955).

En este sentido, de comienzo a mediados del siglo XX hubo dos corrientes; una que adjudicaba el origen de las características estructurales y propiedades del loess a procesos pedogenéticos o de loessificación (*in situ*) de material eólico y fluvial; y la segunda vinculaba sus características exclusivamente al transporte eólico, siendo el

material una eolianita fina, lo que motivó discrepancia en las descripciones. La primera línea corresponde a la escuela rusa, nace con la teoría de Berg en (1916), autor fuertemente influenciado por las ideas de las Ciencias del Suelo, cuyos conceptos fueron seguidos, entre otros, por los trabajos de Pecsí en los 90 y autores de Europa del Este. En tanto la teoría eólica, a partir de la sedimentología clásica, que era la aceptada en centro-Europa y Estados Unidos (entre otros Pye, 1995).

Durante el Simposio Internacional sobre Loess realizado en Mar del Plata (1990), la asistencia de destacados autores como Derbyshire, Lui Tunsheng, Pecsí, Kukla y una encuesta realizada sobre el significado del término Loess puso en claro estas divergencias (Blasi, *com. pers.*). Cabe destacar que otro concepto divergente respecto al loess pampeano, era el concerniente a la composición mineralógica del loess que, en los trabajos europeos y norteamericanos, estaba asociada a la propia definición de loess: “material predominantemente de cuarzo, feldespatos, micas y carbonato de calcio” (Blasi, *com. pers.*)

Tosar y Pye (1987) sugieren tres condiciones para la formación de depósitos de loess: disponibilidad y/o aporte de la fracción limo, energía eólica suficiente como para captar y transportar esa granulometría y un lugar de depositación.

El problema de entender qué mecanismo puede generar ese tamaño de partícula provocó debates en la comunidad geológica. Se ha sugerido que se producen por molienda glacial (Pye, 1987). También se han encontrado depósitos de loess en los márgenes de regiones desérticas donde el mecanismo de generación es la meteorización de rocas de basamento (Spalletti, 1992). Sin embargo, en el caso del loess de la llanura pampeana, el mecanismo que genera el tamaño de partícula limo es fundamentalmente el vulcanismo explosivo de la Cordillera de los Andes (Zárate y Blasi, 1991).

El viento como agente de transporte posee capacidad para generar tres tipos básicos de depósitos: residuos de la deflación, las dunas y campos de arena y el loess. Tsar y Pye (1987) concluyen que los materiales finos o polvo (*dust*) son levantados en suspensión hasta la atmósfera y descargados con lluvias y cargas eléctricas que agregan las partículas. Las irregularidades topográficas y la vegetación son buenas trampas para su depositación.

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, generalmente en forma de manto que acompaña la topografía (Rico, 2018).

Una parte del material deflacionado en estas regiones es transportado en varias etapas a través de los mecanismos de transporte de saltación y suspensión (Zárate y Blasi, 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.

En cuanto al ambiente de depositación, se trata de regiones de bajo gradiente donde de acuerdo a las condiciones climáticas pueden darse fenómenos de acumulación eólica, fluvial efímera o fluvial con marcado desarrollo de planicies de inundación. Ambientes de sabana, pradera y estepa, (Spalletti, 1992).

Desde el punto de vista composicional se trata de un material de origen volcanoclástico de procedencia andina, donde el vidrio volcánico tiene una gran participación; también se citan, además de los mencionados, clastos líticos, anfíboles (hornblendas y lamprobolita), piroxenos (augita e hipersteno), epidoto, apatita, plagioclasas, cuarzo y clastos muy alterados (alteritas). Estos últimos suelen ser un componente mayoritario (Zárate y Blasi, 1993, Selagowski *et al.*, 2001; Visconti, 2007; Morras, 2020; Rico *et al.*, 2023).

La composición mineralógica de la fracción arena muy fina del loess pampeano está compuesta por plagioclasas cálcicas a intermedias frescas, trizas vítreas, cuarzo y fragmentos líticos argilizados (González Bonorino, 1965). Los litoclastos provienen de basamento ígneo-metamórfico tanto del cratón del Río de La Plata, Sierras Pampeanas y Patagonia, (Zárate y Blasi, 1993). También se reportaron litoclastos volcánicos de basaltos y andesitas (Zárate y Blasi, 1991; Bidart y Mazzoni, 2002; Visconti, 2005, entre otros).

El loess pampeano contiene entre 10 y 30 % de arcilla. Los loess y limos loessoides pedogenizados son los que tienen el mayor contenido de arcilla, (Camilión, 1993). Las especies argilominerales descritas han sido los del grupo de las esmectitas, illitas e interstratificados illita -esmectita, (González Bonorino, 1965; Blasi *et al.*, 2001, entre otros).

Estudios más recientes indican que el loess de Argentina, presenta variaciones texturales y mineralógicas a nivel regional (Zinck y Sayago, 2001; Zárate, 2003). Morrás (2003), indica variaciones mineralógicas en sentido Oeste-Este. Este 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 (granulometría más fina) de origen volcániclastico.

Si bien estos resultados indican distintas áreas de aporte 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), del cratón de Brasilia (aporte de cuarzo y minerales pesados como turmalina y circón) y los sistemas de Tandilia y Ventania (líticos de rocas graníticas y metamórficas precámbricas y cuarcitas paleozoicas, monominerales con signos de stress, etc.), la composición mineral predominante de los sedimentos “pampeanos” refleja su procedencia volcániclastica derivada principalmente de materiales andinos (Teruggi, 1957; González Bonorino, 1965; Zárate, 2003) y de las cuencas de los ríos Negro y Colorado (Zárate y Blasi, 1991) para la llanura interserrana.

2.2 Estratigrafía

2.2.1 Esquemas estratigráficos

El estudio de estos materiales fue abordado en nuestro país por los primeros naturalistas de fines del siglo XIX y principios del siglo XX. La primera mención se debe a Alcides d'Orbigny quien utilizó el término “*argile pampeene*”, luego Darwin en 1846 quien llamó a estos materiales Formación Pampeana (*Pampean Mud*) teniendo en cuenta la homogeneidad litológica y extensión de los depósitos que abarcaban desde el Este mendocino, La Pampa, Buenos Aires y el litoral, (Folguera y Zárate, 2009). Fue Ameghino (1889-1908) quien sentó las bases del conocimiento estratigráfico de la región; lo hizo sobre el grado evolutivo de las asociaciones de vertebrados fósiles, compuesto por varias unidades a las que denominó formaciones o terrenos, subdividiéndolas en unidades de menor jerarquía (pisos). Este esquema con modificaciones y ajustes posteriores, ha sido el fundamento que sostiene nuestra concepción estratigráfica del Cenozoico tardío continental (Zárate, 2005).

En esta primera etapa se destacan también trabajos de importantes naturalistas, allí proliferaron notablemente esquemas estratigráficos, lo que evidencia las dificultades que existieron para sistematizar las observaciones y las descripciones de la sucesión sedimentaria (Zárate, 2005). Los estudios siguieron complejizando los términos y cada autor propuso designaciones similares con distinto significado según sus observaciones, es así que el término "loess pampeano" tiene diversas connotaciones y significado estratigráfico según el autor (Orgeira, 1988).

La proliferación de esquemas y la cantidad de nombres formales e informales generó un caos nomenclatural en lo referente a la estratigrafía; por ello Blasi *et al.* (2009) proponen el uso de esquemas en donde se trabaje con la descripción de unidades depositacionales delimitadas por discontinuidades y con el arreglo que presentan sus facies, también recomienda realizar dataciones numéricas.

2.2.2 Edad y contenido paleontológico

El estudio de los depósitos de loess neógenos y cuaternarios estuvo ligado desde un comienzo a su contenido paleontológico. Esto es debido por un lado a la homogeneidad litológica de las sucesiones: "Limos y limos-arenosos de ambiente continental, de coloraciones castañas, donde domina el aspecto masivo con estructuras sedimentarias pobremente definidas, y por otro lado a que en la sucesión se alojan gran cantidad de vertebrados fósiles que dan testimonio de procesos biológicos, evolutivos y paleogeográficos de escala continental" (Ortiz Jaureguizar y Cladera, 2006).

Una vez retirado el mar paranaense (Mioceno medio) comenzó en la región pampeana un gran ciclo sedimentario de depositación de loess que incluye unidades del Mioceno tardío al Holoceno, donde los sedimentos depositados durante nueve edades (varias de ellas con subdivisiones) se superponen. Las unidades fueron definidas como biozonas de asociación, aunque algunas podrían representar biozonas de intervalo (Cione y Toni, 2005).

También, se han generado subdivisiones en función del contenido paleo faunístico de vertebrados, siendo la estratigrafía generada, una de las referencias del Neógeno-Cuaternario de Sudamérica (Toni, 2005). Se propusieron numerosas unidades litoestratigráficas con rango de Formación sobre la base de criterios paleontológicos, por lo que en realidad representan unidades bioestratigráficas, (Folguera, 2010). La

cronología de los depósitos se realizó en función del contenido fosilífero (edades mamífero en el sentido de Pascual *et al.*, 1965).

Marshall *et al.* (1983) realizaron un exhaustivo análisis sobre la nomenclatura estratigráfica del Cenozoico argentino, y detectaron una falta de claridad en la diferenciación de unidades crono-, lito- y bioestratigráficas. A ello se sumó que los nombres de las edades mamífero sudamericanas se basaron intencionalmente en unidades litoestratigráficas, y que en la mayoría de los casos. estas últimas no habían sido definidas como tales según los requerimientos del Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica (1992), vigente en ese momento (Visconti, 2007).

Las edades mamífero de América del Sur están basadas en Pisos pobremente definidos de acuerdo a los requerimientos actuales en geosistemática (Cione y Toni, 2005), (Ver Tabla 2.1).

Verzi *et al.* (1999) y Verzi y Montalvo (2008) plantearon un esquema bioestratigráfico basado en la evolución anagenética de los roedores octodóntidos.

Al presente se discuten varios modelos biocronológicos discrepantes entre sí, entre los que figuran los de Montalvo *et al.* (2012) y Prevosti (2020).

Ma	Serios-Épocas	Pisos-Edades Marinos	Polaridad Cronos	Pisos-Edades América del Norte	Pisos-Edades Europa	Pisos-Edades América del Sur	Biozonas América del Sur	Primer registro de taxones inmigrantes	Secuencias		
5 10	Holoceno		C1	Rancholabrense	Aureliense	Lujanense	<i>E. (Amerhippus) neogus</i>	1			
	Pleistoceno			Irvingtoniense	Galeriense	Bonaerense	<i>Megatherium americanum</i>	2, 3, 4, 5			
	Plioceno	Ta	Gelasiano	C2	Bl. IV	Villafranchiense	Ensenadense	<i>Mesotherium cristatum</i>		6	
		M	Piacenziano				C2A	Bl. III		Blanquense	<i>Ctenomys chapadmalensis</i> <i>A. (Akodon) lorentzini</i>
		Te	Zancliano	C3	Bl. I		Rusciniense	Chapadmalalense		<i>Paraglyptodon chapadmalensis</i>	10
	Mioceno	Ta	Messiniano	C3	He. 4	Ventiense	Te	Neocavia depressidens		11	
					He. 3		Montehermosense	<i>Trigodon gaudryi</i>		12	
					He. 2		Henfiliense				
					He. 1		Turolense	Huayqueriense		?	13
					Cl. 3		Chasiquense			<i>Macrochorobates scalabrinii</i> <i>Chasicotatus ameghinoi</i> <i>Chasicotherium rothi</i>	
				C4	Cl. 2	Vallesiense	Mayoense				
				C4A							
				C5	Clarendoniense						

Tabla 2.1. Esquema bioestratigráfico del Cenozoico Tardío (Tomado de Cione *et al.*, 2007)

Como señalaron Cione et al. (2007), es evidente que para todas las secuencias mamalíferas en el mundo, se observa un interés cada vez más grande en desarrollar esquemas bioestratigráficos que permitan identificar adecuadamente sucesiones que puedan ser datadas radiométricamente, analizadas magnetoestratigráficamente y correlacionadas con la mayor certeza posible.

Los límites y unidades geocronológicas y la nomenclatura magnetoestratigráfica está de acuerdo a la escala internacional como aparece en Gradstein y Ogg (2004).

La presencia de materiales datables como las escorias permitió la obtención de edades numéricas absolutas ajustando con mayor precisión el modelo de la sedimentación Neógena, (Schultz *et al.*, 1988, 2004; Zarate *et al.*, 2007).

También el estudio de los depósitos se abordó con un enfoque sistémico entendiendo los pulsos de sedimentación y acomodación en función de ciclos depositacionales. Así se individualizaron cuatro intervalos estratigráficos: Mioceno tardío (12/11-7/6??Ma); Mioceno tardío-Plioceno medio tardío (7/6??-3,2Ma); Plioceno tardío-Pleistoceno tardío (3,2/0,04Ma) y Pleistoceno tardío-Holoceno (0,04Ma/actual o 00,3??) (Zárate, 2005).

Para el caso de nuestra zona de estudio, los depósitos aflorantes en las márgenes de las Lagunas Encadenadas del Oeste de la provincia de Buenos Aires, Epecuén, Venado, Monte, Alsina, Cochicó, así como los de las Salinas de Hidalgo en La Pampa han sido asignados a la Fm. Epecuén sobre la base de su contenido fósil de edad mamífero Huayqueriense, Mioceno superior-Plioceno inferior (Pascual, 1961; Pascual y Boccino, 1963). Inicialmente los depósitos fueron asignados a la Fm. Arroyo Chasicó (Cabrera, 1939).

Actualmente son referidos a la Fm. Cerro Azul (Goin *et al.*, 2000). De Francesco y Nuccetelli (1990) ya consideraron agrupar a la Fm. Arroyo Chasicó, Epecuén y La Norma en una única unidad.

En la actualidad, el límite entre las edades Chasicuense y Huayqueriense fue ajustado con dudas a los 8,7 Ma (Zárate *et al.*, 2007), y el límite superior de la edad Huayqueriense entre los 5,7-5,8 Ma o hasta 5,4 Ma en el contexto de escala regional, (Tabla 2.2).

Ciclo sedimentario	Subciclo	Edad (Ma)	Edad mamífero (piso–edad)	Distribución areal	Unidades estratigráficas
Cenozoico Tardío	Pleistoceno tardío – Holoceno (PH)	0.04-0.03	Platense Lujanense	Se extiende en todas las unidades morfoestructurales bonaerenses	Postpampeano. Ariano. Aimarense. Lujanense. Platense Fm. Lujan Fm. La Postrera Médano invasor Fm. Lobería
	Plioceno- Pleistoceno tardío (PP)	3-2	Bonaerense Ensenadense Uquiense (marplatense)	Cuenca tectónica del Salado. Positivo Bonaerense Tandilia Valles llanura interserrana.	Fm. Pampeano. Fm. Puelches. Alf. Martínez de Hoz Unidades de Kraglievich excepto 1y 2
	Mioceno tardío- Plioceno (MP)	7-6?	Chapadmalalense Montehermosense Huayqueriense	Positivo Bonaerense Cuenca del Colorado Cuenca de Macachín.	Araucanense. Fm. Rio Negro Fm. Monte Hermoso Fm. Chapadmalal
	Mioceno tardío (Mt)	12-11	Huayqueriense Chasiquense	Cuenca de Colorado y Macachín. Subsuelo del Positivo Bonaerense	Fm. Epecuén. Fm. La Norma. Fm. Los Salitrales Fm. Arroyo Chasicó Fm. Cerro Azul (La Pampa)

Tabla 2.2: Ciclos depositacionales y esquemas de correlación estratigráfica del Cenozoico Tardío pampeano (Tomado y modificado de Zárate, 2005)

2.3 La Formación Cerro Azul

Esta unidad litoestratigráfica posee una gran extensión areal. Abarca el Sureste de la provincia de Mendoza, un amplio sector de La Pampa y el Suroeste de la provincia de

Buenos Aires. Afloran entre los 33° y 39° latitud Sur, desde el pie oriental del bloque de San Rafael hasta el Positivo Bonaerense. Sin embargo, a pesar de la significativa distribución areal los depósitos han pasado hasta cierto punto inadvertidos, probablemente debido a que se encuentran subaflorando (Folguera y Zarate, 2009). Han recibido diferentes denominaciones a lo largo del tiempo, Fm Araucana (Doering, 1882), Fm. Pampeano (Sttappenbeck, 1926), Fm. Epecuén (Pascual, 1961), Fm. Pampeano (Salso, 1966) y Fm. La Pampa (Giai, 1975).

Llambias en 1975 en un informe inédito para la Dirección de Minas de la provincia de La Pampa, denominó la sucesión como Formación Cerro Azul (FCA). Linares *et al.* (1980) retomaron la descripción de la unidad y le asignaron una posible edad pliocena.

Visconti *et al.* (1996) y Goin, *et al.* (2000) realizaron estudios sedimentológicos en el ámbito de La Pampa. Estos autores, reconocieron tres asociaciones de facies: una inferior lacustre y dos en el sector medio y superior donde alternan eventos eólicos loésicos y desarrollo de paleosuelos con escaso retrabajo fluvial.

Folguera (2011) estudia la sedimentación de la FCA vinculándola con la dinámica andina. Así encuentra que en el antepaís distal existe control estructural en la acomodación de los sedimentos. Distingue dos ciclos con posterioridad al retiro del mar paranaense separados por un importante *hiatus* depositacional, uno durante el Mioceno tardío (FCA) y otro en el Plioceno (Formación Río Negro).

2.3.1 Correlaciones Estratigráficas de la Formación Cerro Azul

La Fm. Cerro Azul se ha depositado sobre rocas de basamento en el Positivo Bonaerense, Bloque de San Rafael y Chadileuvú y como relleno neógeno de las cuencas de Quehué, Macachín y Colorado, ambas ligadas a la apertura del océano Atlántico (Visconti *et al.*, 2010). En las cuencas de Macachín y Quehué esta unidad suprayace a las arcillas verdes del paranaense, designadas como Fm. Barranca Final y en la cuenca del Colorado se interdigita con la Fm. Río Negro (de Elorriaga y Visconti, 2005). En la cuenca de Macachín posee un espesor promedio de 290 metros y apoya sobre depósitos marinos de la Fm. Macachín (Salso, 1966).

El espesor máximo aflorante se encuentra en el Bloque de San Rafael, en Algarrobo del Águila, con un espesor de 50 metros, por lo que Visconti *et al.* (2010) proponen allí el lectoestratotipo para la Formación Cerro Azul.

En la parte central de la provincia de La Pampa aflora en la Región de los Valles Transversales (Camels *et al.*, 1996).

Zambrano en 1980 describió 160 metros en una perforación cercana a la laguna Chasicó, donde suprayace a los depósitos marinos de la Fm. Barranca Final. En las márgenes del tramo inferior del arroyo Chasicó Zárata *et al.* (2007) describen tres asociaciones de facies donde reconocen el pasaje de un ambiente fluvial con barras arenosas a un ambiente pantanoso. Los depósitos están compuestos por material volcanoclástico de procedencia andina, con litoclastos basálticos y andesíticos, plagioclasas y vidrio volcánico. La edad asignada por datación de una escoria arrojó una edad de 9,43 Ma correspondiente a la edad Mamífero Chasiquense. Por encima de la Formación Arroyo Chasicó y en la depresión homónima, se acumularon las areniscas lacustres de la Formación Los Salitrales, a las que suprayacen las fluviales de la Formación Río Negro (Fidalgo *et al.*, 1978, 1987).

En el ámbito de la cuenca del Colorado, Llambías (1975), reconoce la existencia de tres unidades litoestratigráficas, de base a techo, Fm. Arroyo Chasicó, Fm. Río Negro y Fm. Cerro Azul. Más recientemente, Folguera *et al.* (2015) proponen que la Fm. Cerro Azul apoya directamente sobre las sedimentitas marinas de la Fm. Barranca Final. Por otra parte, Folguera (2011) considera que estratigráficamente sobre la Fm. Cerro Azul suprayacen depósitos de la Fm. Río Negro, que apoya en discordancia erosiva o bien puede ser considerada como una unidad parcialmente coetánea y lateralmente correlacionable y equivalente con la Fm. Cerro Azul, marcando un cambio de facies eólicas (loess) con desarrollo de paleosuelos (Fm. Cerro Azul) a otras fluvioeólicas (Fm. Río Negro) (Folguera y Zárata, 2009).

En el sistema de Ventana y la llanura Interserrana los depósitos del subciclo Mio-Plioceno fueron designados con distintas denominaciones (Fidalgo *et al.*, 1975). El levantamiento de campo ha permitido comprobar que se extienden y tienen continuidad en todo el ámbito pedemontano hasta las lagunas comprendidas en la alineación de Vallimanca (lagunas Epecuén, Venado, Monte, Alsina entre otras), (Block *et al.*, 2023). Afloran en los valles de los cursos tributarios de las mismas, así como en cortes artificiales. Igual situación se encuentra en la vertiente austral y sudoccidental de la Sierra de la Ventana (Folguera y Zárata, 2009).

Furque (1973) agrupa los sedimentos aflorantes en la vertiente Sur de la Sierra de la Ventana y su piedemonte como Fm. Saldungaray; en las divisorias de aguas del flanco Sur de las sierras de Curamalal se definió la Fm. La Norma (De Francesco, 1971 en Fidalgo *et al.*, 1975). Recientemente en función del contenido fósil se asignaron los depósitos a una edad Huayqueriense (De Francesco y Nuccetelli, 1990). Por su parte, en el sector de la llanura Interserrana Reig (1957) definió la Formación Irene en las márgenes del río Quequén Salado. Posteriormente Verzi y Montalvo (2008) refirieron a los depósitos como de una edad no mayor que Huyqueriense; en canteras en los alrededores de Bahía Blanca se obtuvo una datación absoluta de 5,33 Ma. (Shultz *et al.*, 2006) de allí en los niveles inferiores se recuperaron restos fósiles asignados al Huayqueriense (Dechamps, 2003).

Los acantilados marinos de Monte Hermoso son la localidad tipo de la edad mamífero Montehermosense (Pascual, 1965; Marshall *et al.*, 1983). Actualmente esa fauna se ubica entre 4,5 y 5,3 Ma (Verzi y Montalvo, 2008).

En Tandilia Rabassa (1973) definió la Fm. Barker para los depósitos neógenos, en tanto Prado *et al.* (1998) le asignaron en función de fauna fósil exhumada una edad Montehermosense (Plioceno temprano). En el extremo sudeste de Tandilia en los acantilados entre Mar del Plata y Miramar afloran sedimentos que son asignados a la edad mamífero Chapalmalense. Los estudios de estos sedimentos han sido abordados por varios investigadores (Ameghino, 1908; Frenguelli, 1921; Kraglievich, 1952; Teruggi, 1974; Zárate, 1989; Beilinson, 2011, entre otros). Datos de edades absolutas en escorias arrojaron una edad de 3,3 Ma (Shutz *et al.*, 1998).

Folguera y Zárate (2009) plantean agrupar las exposiciones en el Bloque de San Rafael, Chadileuvu, Positivo Bonaerense, cuencas de Macachín, Colorado e Interserrana en una única unidad. Proponen el nombre **Cerro Azul (FCA)**, aunque no es el más antiguo, pero es el único de amplia distribución y que no posee connotación bioestratigráfica. Los niveles inferiores son de edad Chasiquense y los superiores Huayqueriense hasta Montehermosense, lo que indica que las edades mamíferas no se corresponden con los límites litoestratigráficos. En el caso de la cuenca del Colorado la Fm. Río Negro datada en sus niveles basales en 9,4 Ma sería coetánea con la Fm. Cerro Azul, por lo que corresponderían al mismo ciclo de sedimentación y constituirían facies laterales. Los términos superiores de la Fm. Río Negro serían coetáneos con las unidades del Positivo Bonaerense. Por lo tanto, hay dos depocentros parcialmente solapados y que

migraron hacia el este al final del ciclo, por dos causas hipotéticas o la colmatación de la cuenca proximal o el levantamiento del área, (Folguera, 2009).

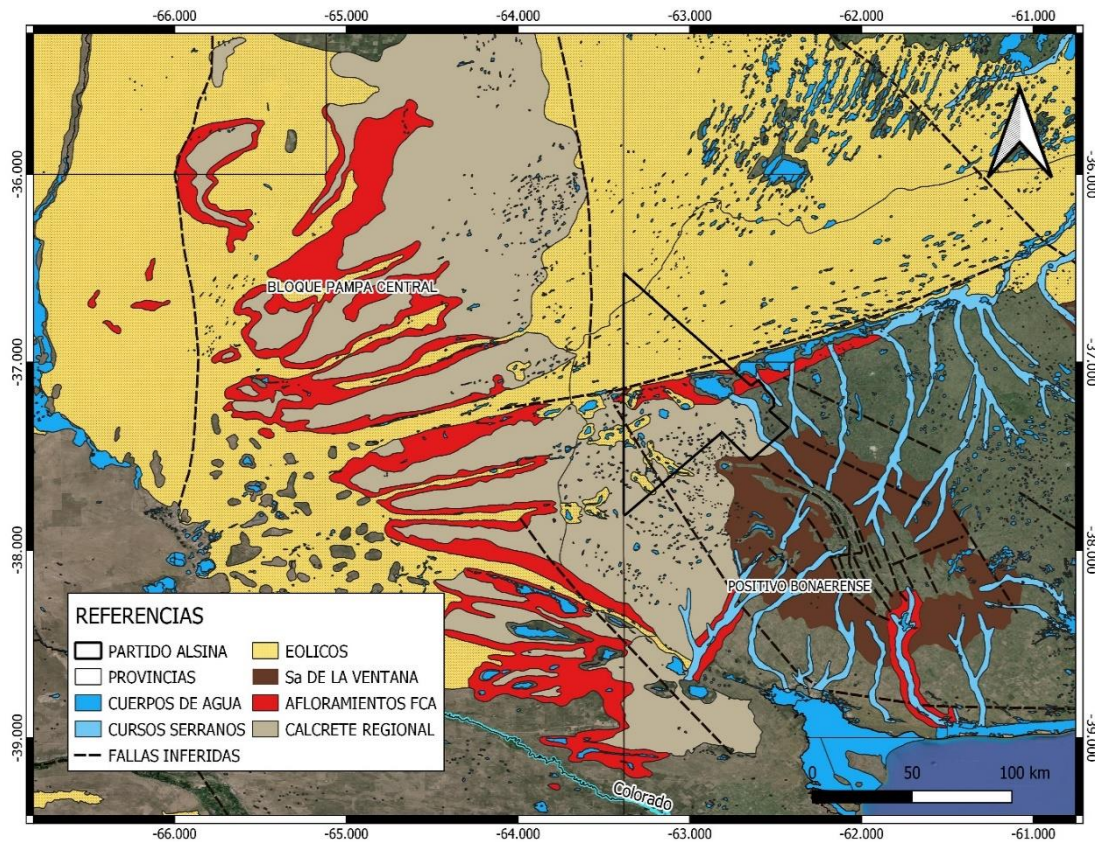


Figura 2.2 Mapa que muestra la distribución de los afloramientos de la Fm. Cerro Azul en la Pampa y región Sur-Oeste bonaerense.

2.3.2 Factores de control de los procesos sedimentarios

Durante la evolución neógena, los procesos tectono-magmáticos fueron sincrónicos con importantes variaciones climáticas. Estudios regionales señalan un importante cambio climático a partir del Mioceno medio, desde condiciones cálidas y húmedas hacia condiciones climáticas relativamente más áridas para el Mioceno medio-Plioceno, producto del alzamiento de los sectores cordilleranos y el desarrollo de la subsecuente sombra de lluvias (Bucher *et al.*, 2020 y 2021).

Los depósitos sinorogénicos neógenos, en gran parte del área andina del centro y Norte de Argentina, han sido descriptos con criterio estratigráfico, con los términos “calchaquense” (depósitos más o menos finos que culminan en arenas fluviales), “araucanense” (conglomerados fluviales con abundantes piroclastos, con posible intercalación de volcanitas), y “jujeño” (depósitos de abanicos aluviales), y separadas por

las fases tectónicas Quechua y Diaguíta. Este esquema estratigráfico fue ampliamente utilizado en la bibliografía durante varias décadas. Aunque diacrónicas, las grandes discordancias generadas durante estas fases tectónicas parecen tener validez a una escala muy amplia (Marengo *et al.*, 2019).

El tectonismo de la Argentina durante el Neógeno estuvo controlado por la segmentación de los Andes (Ramos, 1999), como consecuencia de la subducción de una dorsal asísmica como la de Juan Fernández, acaecida durante el Mioceno medio.

Con la apertura del océano Atlántico, y consecuentemente la subducción andina y el alzamiento cordillerano, se crea la corriente polar antártica con el subsecuente enfriamiento general del clima global desde el Mioceno medio (Zachos *et al.*, 2001).

La gran ingresión paranaense generó una homogenización del terreno en muchos sectores sudamericanos con nuevos hábitats lo que se conoce como **la edad de las planicies australes** (Pascual y Bondesio, 1982). Es en ese momento donde se conformaron las llanuras de loess en el sector Sur. Estos sedimentos provenían principalmente de las Sierras Pampeanas, Sierras Subandinas y del sector cordillerano (Visconti, 2007).

Desde el punto de vista biogeográfico, al igual que en el presente, se registran varios climas, ambientes, biomasa y biotas para el continente sudamericano. Este complejo mosaico es producto de la interacción de la biota con el contexto geológico (Fig. 2.3). El cambio ambiental habría favorecido el desarrollo de pastizales y estepas, en detrimento de los ambientes forestados o sabanas, característicos de tiempos precedentes (Pascual *et al.*, 1996; Ortiz Jaureguizar y Cladera, 2006).

2.3.3 Registro Paleontológico y Clima

La fauna asociada a cada uno de estos cambios ambientales y climáticos, está representada en el registro paleontológico; es así que luego del óptimo climático del Mioceno medio con clima subtropical hubo una gran extinción y recambio faunístico en el Mioceno tardío, donde se registra un aumento de los animales pastadores y cursoriales, los ungulados. Los armadillos y los gliptodontes registran una gran eclosión y diversificación (Ortiz y Jaureguizar, 2006).

Dentro del amplio registro hallado, para la FCA se destacan fundamentalmente mamíferos de los órdenes: Marsupialia, Xenarthra, Notoungulata, Litopterna, Rodentia y

Carnívora. También se han hallado restos de aves, de anfibios y de reptiles. En algunas localidades, los restos de vertebrados están asociados a trazas fósiles, incluyendo hormigueros fósiles y celdillas de abeja (Visconti, 2007).

Para Visconti (2007), este registro posee características que lo tornan ideal para realizar estudios de evolución faunística: suficiente extensión temporal, adecuado conocimiento de los taxones presentes y un buen control estratigráfico de los mismos.

Como resultado de la Fase Orogénica Andina Quechua, comienza a desertizarse la Patagonia y se produce el desplazamiento de los mamíferos hacia el Norte. La mayor parte de los mamíferos precedentes pansantacruccianos (Ortiz Jaureguizar, 1986), indicadores de bosques subtropicales, pasan a ser extintos, raros o ausentes en las latitudes australes de la Patagonia. En contraposición con esto, se asiste a un incremento de los grupos cursoriales y pastadores. Este desplazamiento está asociado también con marcados cambios en el nivel del mar.

El registro sedimentario continental refleja ambientes de baja energía, dominados por sedimentación fluvial, eólica y palustre, con momentos de importante aporte volcanoclástico fino desde la cordillera, y aportes locales desde las áreas elevadas circundantes (Marengo *et al.*, 2019).

Stubbins *et al.* (2023) indican, a nivel global, para el Mioceno tardío una disminución de la pCO₂ atmosférica con expansión de plantas C₄, la disminución de las temperaturas de la superficie del mar y el aumento de gradientes de temperatura de la superficie del mismo. También, mencionan la mayor aridez y estacionalidad en la región andina durante el Mioceno tardío que estaría relacionada con un aumento de producción de sedimentos y depositación de material eólico. Por tanto, los depósitos eólicos en la Formación Cerro Azul, registrados como secuencias de loess-paleosuelos, representan las acumulaciones eólicas más antiguas de la sucesión del Neógeno Pampeano y sugieren en general condiciones más áridas a finales del Mioceno en relación con el Mioceno medio.

La mayor aridez y/o estacionalidad durante el Mioceno tardío a 35°–38° S es consistente con rápidos cambios ecológicos e hidrológicos en el centro de América del Sur durante el enfriamiento del Mioceno tardío que siguió el Óptimo Climático del Mioceno medio. En estas latitudes la aridez estaría asociada a la intensificación y contracción de la circulación de la célula de Hadley para estas latitudes.

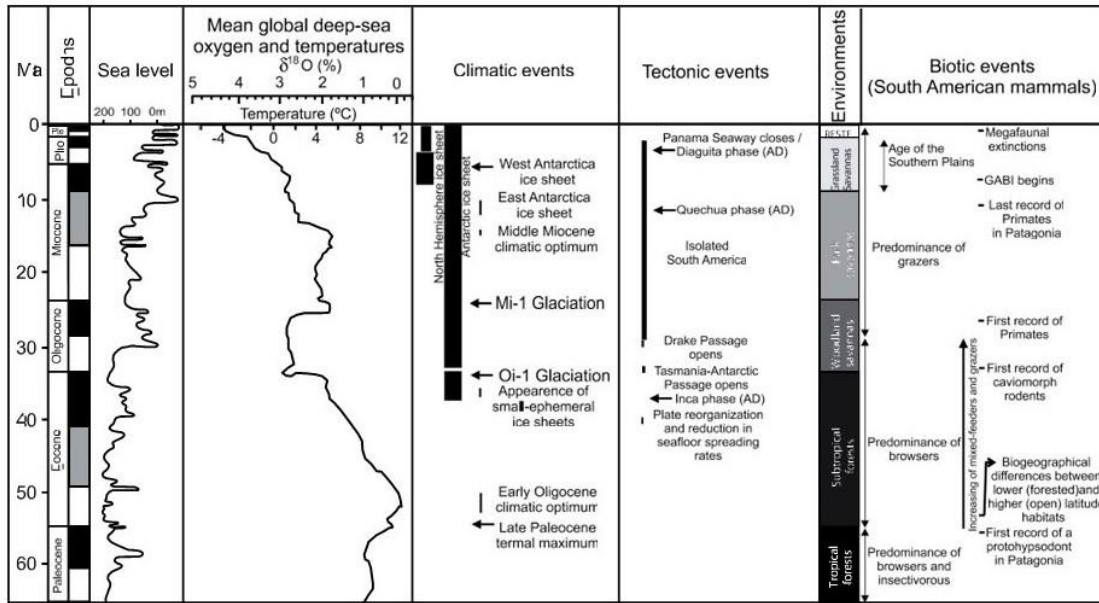


Figura 2.3. Evolución paleoclimática de América del Sur durante el Cenozoico, (Tomado de Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006).

CAPÍTULO 3

MARCO AMBIENTAL DEL PARTIDO DE ADOLFO ALSINA

3.1 Introducción

En este capítulo plasmamos brevemente las características ambientales del partido de Adolfo Alsina sobre la base de bibliografía consultada y trabajos de campo realizados. Agregamos además algunos comentarios de análisis sedimentológicos realizados sobre las sales y fangos del Lago Epecuén y del loess regional, que se estiman serán utilizados con posterioridad.

3.2 Climatología

Durante el siglo XX, el clima en la región ha variado a lo largo del tiempo. Se desarrolló un periodo seco entre los años 30 al 70 y comenzó un ciclo climático más húmedo a partir del año 70 a la actualidad. El aumento de las precipitaciones hacia el Oeste de la provincia ha generado un cambio también en el uso del suelo y en los procesos morfodinámicos e hidrológicos. La región se caracteriza por presentar un gradiente climático con condiciones templadas y húmedas en el Este variando a templadas secas hacia el Este-Sudoeste (Fig. 3.1).

La variación de la temperatura en la región se muestra en el mapa de isotermas medias anuales. La isoterma de 15° es la que domina en la zona de las lagunas encadenadas. Las temperaturas máximas registradas en enero fueron de 38°C y las mínimas de -8°C (Fig. 3.2).

Los vientos predominantes son los del Noreste con influencia del anticiclón del Atlántico, los vientos del Oeste (pampero) son menos frecuentes, pero de mayor intensidad (Geraldí, 2009).

El clima según la clasificación de Köppen (1918) es mesotermal, con estacionalidad marcada. Las precipitaciones tienen un promedio anual de 780 mm con variaciones de hasta 400 mm (Geraldí, 2009) (Fig. 3.3). Las de otoño recomponen las reservas del suelo ya que en verano hay déficit hídrico, en tanto, en primavera la saturación del mismo produce escurrimientos hacia la laguna Epecuén (Torrente y Bonorino, 1988).

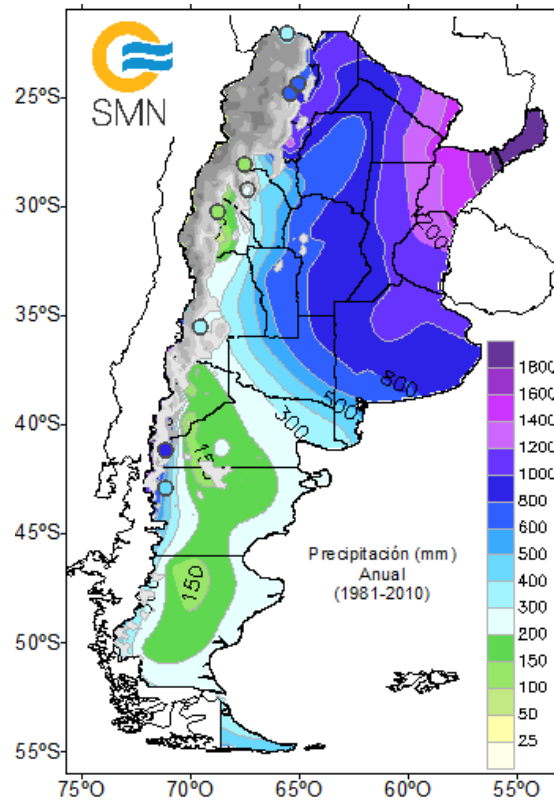


Figura 3.1. Mapas de precipitaciones anuales (Fuente Servicio Meteorológico Nacional).

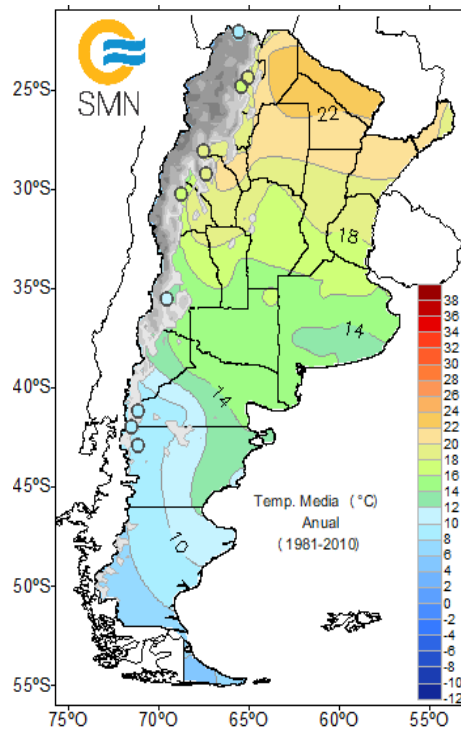


Figura 3.2. Mapas de temperatura media anual (Fuente Servicio Meteorológico Nacional).

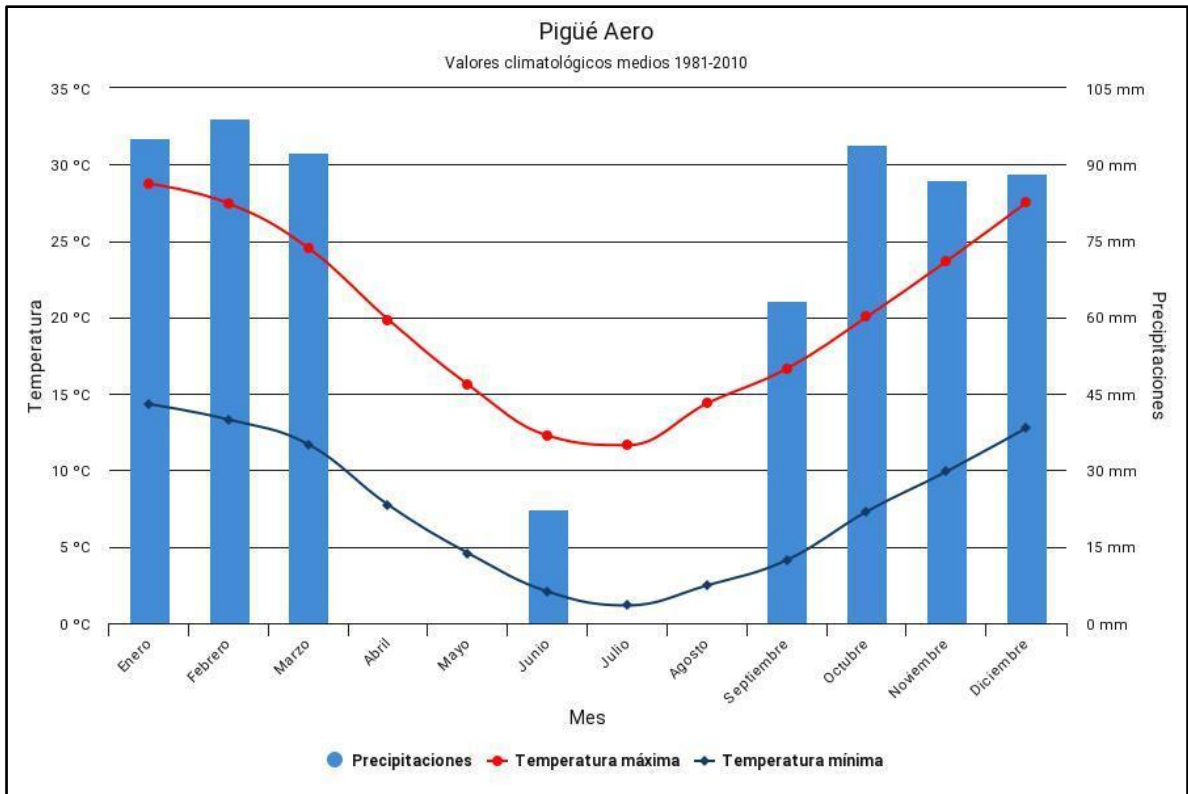


Figura 3.3. Valores climatológicos para la zona de Pigüé para el periodo 1981-2010.

Precipitación promedio anual de 615 mm (Tomado de Geraldi, 2009).

Debido a su ubicación geográfica (extremo Sudoeste de la provincia de Buenos Aires) las precipitaciones tienen su origen en procesos frontales o de corrientes convectivas o locales. En este partido, por hallarse comprendido dentro del régimen de transición que abarca gran parte del país, la concentración de lluvias se produce durante dos estaciones bien definidas: verano y primavera, una estación seca a fines de invierno (agosto a mediados de septiembre) y otra semiseca a mediados de verano (enero a febrero). En la estación seca del invierno la escasez de lluvias se acentúa por el aumento de la velocidad y frecuencia del viento, época en que suele alcanzar valores máximos y donde la erosión eólica adquiere mayor intensidad. La variabilidad de las precipitaciones es muy grande, siendo esto una característica de las regiones semiáridas.

En la tabla 3.1 se presentan los registros pluviométricos para la localidad de Carhué en los últimos 50 años.

Carhué	
Últimos 49 años	749.30 mm/a
Últimos 20 años	890.85 mm/a
Últimos 15 años	909.4 mm/a
Últimos 10 años	884.6 mm/a
Últimos 5 años	886.6 mm/a

Tabla 3.1: Promedio anual de precipitaciones (últimos 50 años). (Fuente: Municipalidad de Adolfo Alsina. CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES, 2011).

3.3 Suelos

En los partidos de Adolfo Alsina y Guaminí, los terrenos adyacentes a las lagunas poseen pendientes suaves. Allí, donde hay mayor acumulación de materiales eólicos (lomas), el suelo es Hapludol éntico, en las partes más elevadas, donde la tosca es casi superficial Hapludol típico, franco grueso y por último en las zonas deprimidas se localiza el Argiudol típico (INTA, 2010).

En la zona cercana a la laguna Epecuén, en las pendientes cortas y los faldeos se localizan los suelos Ustortent típico, franco grueso. La limitación principal es la permeabilidad muy rápida y susceptibilidad a la erosión eólica (INTA, 2010). Los suelos son algo excesivamente drenados y tienen una profundidad de 145 cm. Son de textura franco – arenosa (INTA, 2010). Estos suelos tienen en general baja productividad la cual se mide mediante un índice que establece la capacidad productiva de los suelos a través de una valoración numérica (INTA, 2010) (Fig. 3.4).

3.3.1 Aspectos sedimentológicos de los suelos (material parental)

El material que tapiza el paisaje en la zona centro y Sur del partido es un loess arenoso de extensión regional. El mismo se presenta en forma de manto con espesores de medio metro promedio (Fig. 3.5).

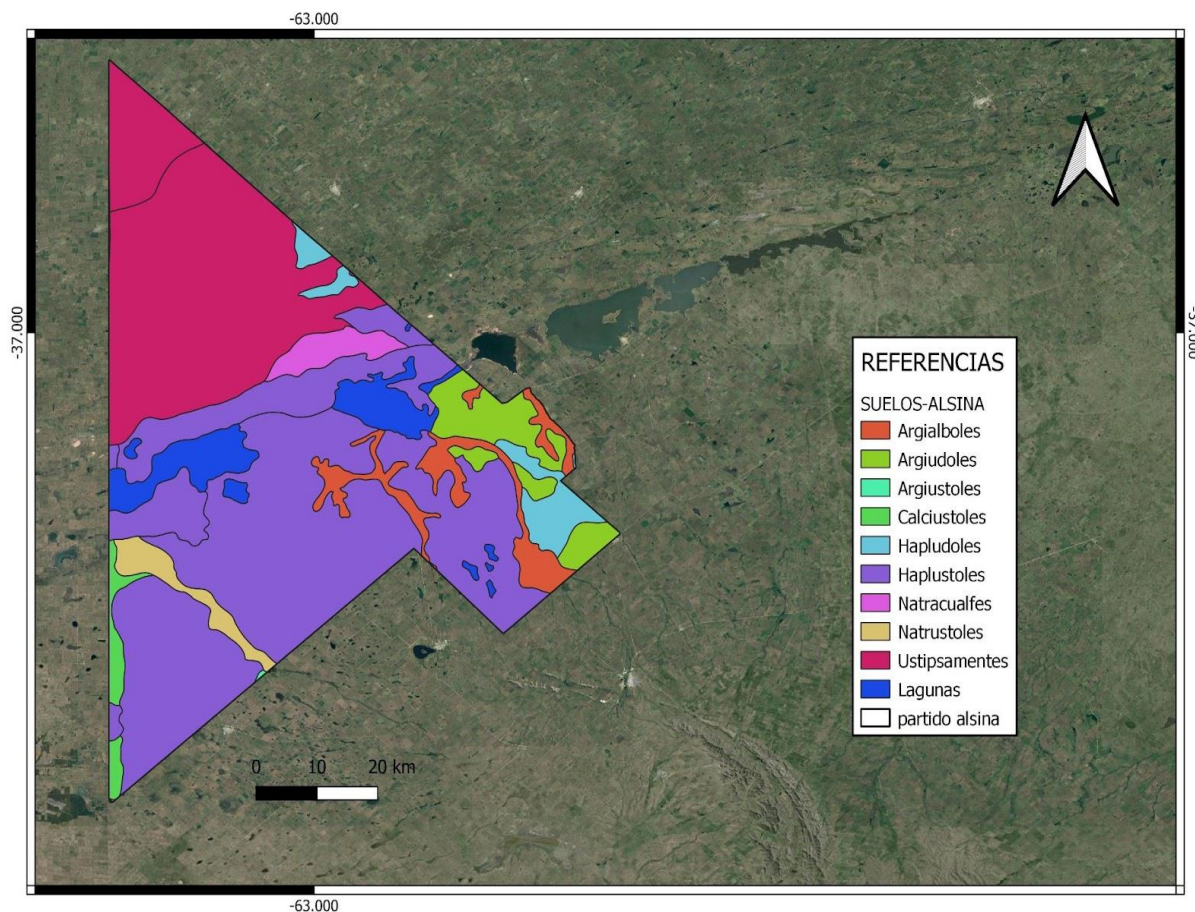


Figura 3.4. Mapa de Suelos (Gran Grupo) del Partido de Adolfo Alsina (Elaboración propia con datos del INTA)

Desde el punto de vista mineralógico se trata de un material volcanoclástico. Se destaca en la fracción liviana la presencia de vidrio volcánico, en forma de trizas vítreas, cuarzo, plagioclasas cálcicas, en general muy alterados. Entre los minerales pesados se encuentran piroxenos (augita e hipersteno), anfíboles (hornblenda y lamprobolita), epidoto y opacos (Fig. 3.6). Se han realizado análisis sedimentológicos de estos materiales en distintos puntos de la zona centro-Sur del Partido determinándose texturas limo arenosas a arena limosas y en caso de loess muy pedogenizado una textura fango arenosa (Fig. 3.7). En este último caso se han observado procesos pedológicos como iluviación y melanización.



Figura 3.5. Fotografía del manto de loess regional que tapiza el paisaje sobre depósitos Neógenos, en cercanías del lago Epecuén.

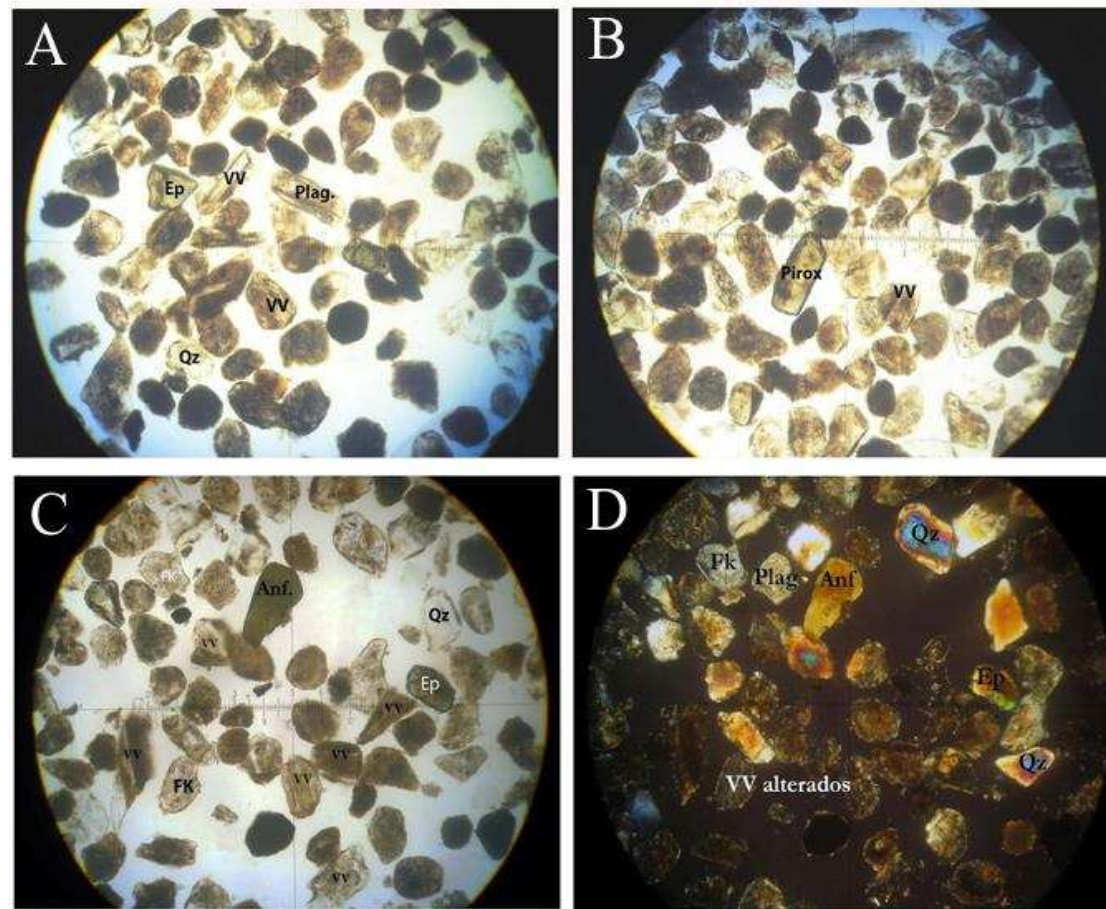


Figura 3.6: Mineralogía de la fracción arena muy fina del loess en Adolfo Alsina. Ref: Qz, (Quarzo); Ep (Epidoto); VV (Vidrio volcánico); FK (Feldespato potásico); Plag. (Plagioclasa); Pirox (Piroxeno); A, B y C: sin nicoles cruzados, D: con nicoles cruzados.

3.4 Vegetación

La vegetación en el área se inscribe en dos unidades fitogeográficas: el pastizal pampeano austral y el espinal con monte de caldén (Cabrera, 1976). Las características de la vegetación son un reflejo del gradiente climático, (Fig. 3.8).

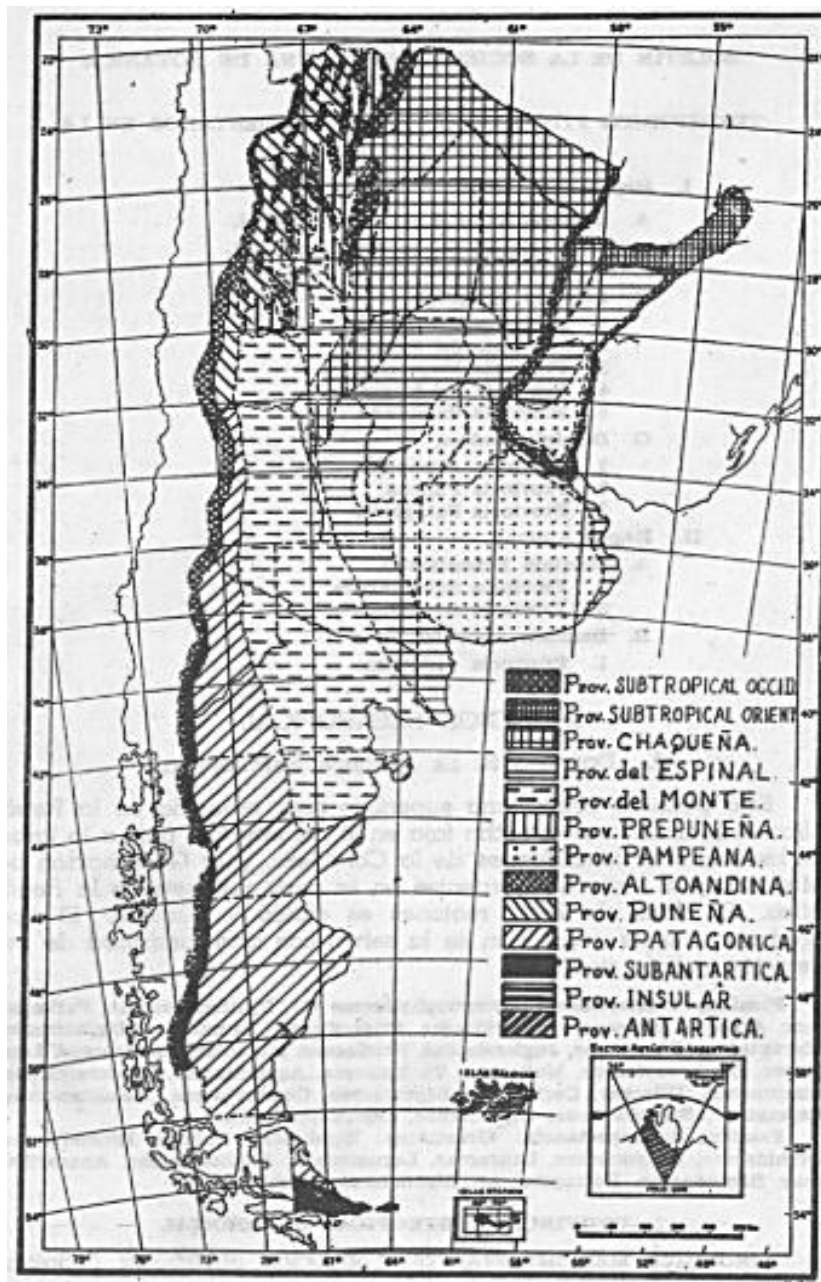


Figura 3.8: Mapa Fitogeográfico de la República Argentina, (Tomado de Cabrera, 1976).



Figura 3.9: Vista de Pastizales en las zonas altas del partido en cercanías de Colonia San Miguel Arcángel.



Figura 3.10: Vegetación típica en las zonas lindantes a las lagunas. Se desarrolla el monte de caldén y *salicornia sp.* típica de ambientes salinos. Laguna de la Sal.

3.5 Hidrología

Acorde con la diferenciación fisiográfica y ambiental del Partido en tres sectores bien definidos: Norte, Centro y Sur (Fig. 1.2, Capítulo 1), el comportamiento hidrológico está supeditado a dicha zonación. Es así que cada uno de estos sectores determinados tiene sus condicionantes topográficos y litológicos.

Sin embargo, debido a que el drenaje de los cursos de la vertiente serrana desemboca en las lagunas Encadenadas, el sector Sur (serrano) y el central están hidrológicamente conectados. En el caso de la zona Norte del partido, en la Planicie Arenosa, el drenaje es arreico y no tiene vinculación evidente con los otros subsistemas de drenaje.

3.5.1 Hidrología superficial de la región Centro-Sur

Las sierras por su altura relativa y su orientación geográfica no constituyen barreras significativas que condicionen regionalmente el comportamiento de las precipitaciones. La permeabilidad secundaria del macizo rocoso producto de fracturas permite la infiltración de agua que forma acuíferos que alimentan a los arroyos en las nacientes. Existen manantiales, vertientes y pequeños arroyos que permiten que los cursos importantes presenten caudales permanentes. Las elevadas pendientes propician que ante fuertes lluvias se generen desbordes e inundaciones en la región más deprimida (Pereyra, 2018).

A su vez en esta región se pueden observar distintos ambientes acuáticos por un lado el Arroyo Pigüé de nacimiento serrana, el Arroyo Pol de nacimiento en la llanura, y una serie de cuerpos lénticos de relativa pequeña dimensión probablemente de origen kárstico y que presentan aguas relativamente dulces. Si observamos el comportamiento de las curvas de nivel en las hojas topográficas, con altísima frecuencia de diseños en V, se constata que la actividad hídrica ha sido importante en la morfogénesis de la zona (Ver Capítulo 4).

El A° Pigüé, drena las vertientes del piedemonte serrano. Nace al Sur de la localidad de Pigüé, en el Abra del Pigüé donde corta afloramientos de Fm. Napostá y Fm. Mascota y escurre, luego de su confluencia con el arroyo Curamalal Chico, con una pendiente media del 3.5%, hasta desembocar en el Lago Epecuén, tras 84 km de recorrido. Atraviesa los partidos de Saavedra y Adolfo Alsina. En su recorrido el arroyo drena por

las localidades de Pigüé (cuena alta) y Carhué (desembocadura) y una extensa zona agrícola ganadera. Corre por tramos, encajonado entre barrancas principalmente de edad Pleistocena tardía-Holocena y presenta sucesivos saltos (Fig. 3.11 y 3.12). La forma de la cuena es redondeada en las nacientes y alargada hacia la desembocadura. Es de régimen pluvial y está afectado por precipitaciones copiosas en su cuena superior que pueden ocasionar desbordes y escorrentías más turbulentas (Rosell y García Martínez, 2008). Los tributarios sin actividad alguna en periodos secos, recobran su funcionalidad durante estos episodios de avenidas, evacuando una gran cantidad de aluviones hacia el cauce principal (Zinger y Rosell, 2004). Ha sido definido como pequeño y tranquilo con un caudal modular, estimado en $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Los aportes que llegan a través de tributarios temporarios y la red de drenaje alcanza una jerarquización de orden 3 (Rosell y Zinger, 2004). Presenta aguas alcalinas entre máximos de pH 11 y mínimos de pH7 según el mes del año hidrológico y la posición en la cuena. Sin embargo, a lo largo de tramos analizados los máximos se dan en marzo y mínimos en junio (Geraldí, 2009).



Figura 3.11: Salto en el Arroyo Pigüé cerca de su desembocadura en la localidad de Carhué.

Las aguas sufren una degradación en la calidad hacia la desembocadura debido al aporte de nutrientes desde fuentes puntuales (ejidos urbanos) y actividad agropecuaria; esto es el lavado y lixiviado de nutrientes desde las áreas de cultivos de la cuenca vertiente. Nitritos, nitratos, amonio y fósforo aumentan sus contenidos hacia la desembocadura. Los valores de amonio y fósforo clasifican las aguas en eutróficas cerca de desembocadura, a mesotróficas en casi todo el tramo aguas arriba (Geraldí, 2009).

3.5.2 Aspectos sedimentológicos de las barrancas del Arroyo Pigüé

En las barrancas del A° Pigüé nuestro grupo interdisciplinario estuvo realizando muestreos y perfiles con el fin de caracterizar las sucesiones aflorantes. Se trata de secuencias fluviolacustres del Pleistoceno tardío-Holoceno. En las mismas se destacan depósitos mayormente bioclásticos de ambiente lacustre (Frenguelli, 1953). En análisis bibliográficos copiosos que existen sobre los arroyos de la vertiente Sur de la Sierra de la Ventana, de vertiente Atlántica, se entiende que en éstos afloran sucesiones con depósitos similares pero regulados por eustacia (Zavala y Quatroccio, 2001).



Figura 3.12. Imagen de las barrancas del Arroyo Pigüé en su sección media. Se compone de depósitos fluvio-lacustres del Pleistoceno Tardío-Holoceno.

3.5.3 Cuerpos lenticos de la Región Central

El sistema de las lagunas Encadenadas, actualmente interconectadas por un canal artificial, consta de cinco cuerpos lagunares que presentan un escalonamiento topográfico en sentido inverso a la pendiente regional; así la laguna Alsina en el extremo NE se sitúa a una cota de 110 msnm mientras que la laguna Epecuén a 95 msnm, siendo la más baja topográficamente del sistema (Gonzales Uriarte y Navarro, 1988).

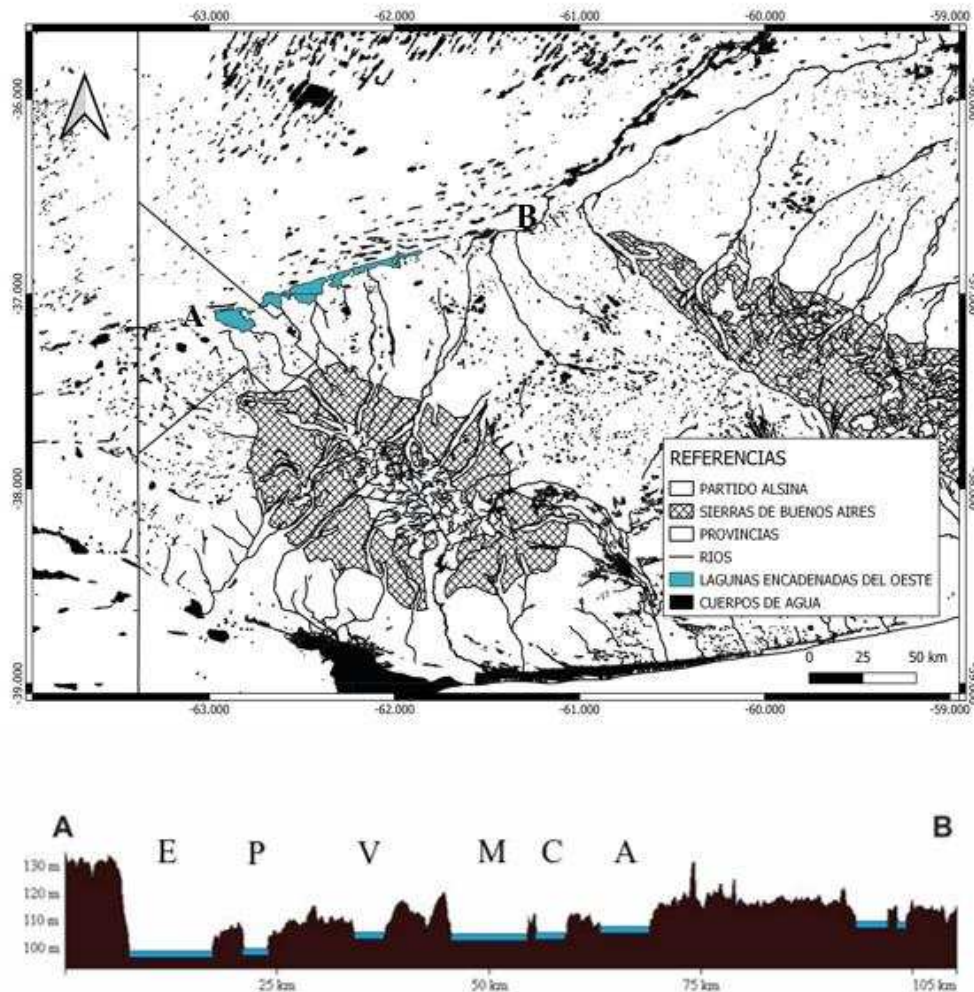


Figura 3.13 Arriba mapa que muestra la localización y morfología de las Lagunas Encadenadas del Oeste. Abajo perfil topográfico escalonado de siendo el Lago Epecuén el punto más bajo del sistema. Referencias debajo de cuerpos de agua: E (Epecuén), P (Paraguay), V (del Venado), M (del Monte), C (Cochicó) y A (Alsina).

3.5.4 El “Lago” Epecuén

Las comillas en “Lago” Epecuén se indican puesto que desde el punto de vista morfométrico se trata de una laguna, pero teniendo en cuenta las dimensiones que tiene y su designación histórica, así se lo nombra. Se trata del punto más bajo del sistema hidrológico endorreico de las lagunas encadenadas del Oeste bonaerense. Es reconocido por las propiedades mineromedicinales de sus aguas. Las mismas poseen un tenor salino alto. Actualmente oscila entre los 130 g/l y los 240 g/, sin embargo, a principio de siglo XX su concentración llegaba hasta los 400 g/l (Tabla 3.2).

DATOS GENERALES	Muestra 1903	Muestra 1916
Color	muy lig. amar.	muy lig. amto.
Aspecto.....	muy turbio	opaleso
Reacción.....	fte. alcalina	fte. alcalina
Mat. mineral en suspensión.....	0,1441	0,0122
Residuo a 100-105°.....	375,4300	255,6970
Residuo a 180°.....	373,8580	254,4920
Residuo al rojo ..	372,9180	254,3520
Alcalinidad en H ² SO ⁴	2,2981	1,9355
Mat. org. en O (Sol. alc.).....	0,0165	0,0107
Mat. org. en O (Sol. ac.).....	> 0,0200	> 0,0250

Tabla 3.2: Análisis químico del agua de Lago Epecuén (Tomado de Corti, 1925).

Se han realizado apreciable cantidad de estudios en torno a las características fisicoquímicas del agua, (Corti, 1925; Cordini, 1950, 1959, entre otros). Nuestro grupo ha realizado un análisis fisicoquímico en el año 2018 (Tabla 3.3).

Parámetros	Resultado	Unidad	Método
pH	9,1	U de pH	Potenciométrico
Conductividad	248680	μohm/cm	Conductimétrico
Calcio	323	mg/L	Titulométrico
Magnesio	349	mg/L	Titulométrico
Sodio	53618	mg/L	Fotometría de Llama
Potasio	837	mg/L	Fotometría de Llama
Carbonatos	1624	mg/L	Titulométrico
Cloruros	64760	mg/L	Titulométrico
Sulfatos	18473	mg/L	Turbidimétrico
Salinidad	135	0/00	Conductimétrico

Tabla 3.3: Análisis Químico del agua del Lago Epecuén realizado en el año 2018.

La laguna Epecuén presenta una profundidad máxima de 8,5 m registrándose valores mínimos de 0,7 m. Las mayores profundidades se localizan en el centro de la laguna, siendo el descenso de la profundidad en forma paulatina. Esta morfología revela regiones costeras con amplio desarrollo de las plataformas de erosión y acumulación de depósitos sedimentarios costeros actuales. De acuerdo a esto, la laguna se puede definir como un gran plato plano con desniveles paulatinos hacia el centro de la misma (Gerardi, 2009).

Posee un volumen de agua que varió de 5000 Hm³ en 1950 a 10000 Hm³ en los 60 a 15000 Hm³ con la trágica inundación de 1985. En este sentido, Córdoba *et al.* (2014), indican que los niveles más altos ocurridos desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH), se establecieron durante los últimos ~ 40 años, dando lugar a las condiciones actuales. Según los autores estas responden a un gran “salto hidroclimático” en las lagunas ubicadas hacia

el E-SE de la Diagonal Árida Sudamericana y vinculadas a la actividad del Sistema Monzónico Sudamericano en su zona de influencia más austral.

Dentro del lago se destacan dos facies sedimentarias arenas finas de playa y fangos muy plásticos, oscuros, sapropélicos que se utilizan para realizar tratamientos dérmicos (Fangoterapia) (Fig. 3.14). Se realizaron análisis mineralógico de estos fangos y de las sales.

En invierno en las playas precipitan sales destacándose el sulfato de sodio (Mirabilita) (Fig. 3.15). La cristalización de las sales se ve favorecida en los sectores de la laguna de aguas con escasa agitación y donde las partículas sólidas aportadas por los vientos sirven como gérmenes de cristalización (Guido *et al.*, 1998).



Figura 3.14. Fangos sapropélicos del fondo de las lagunas salobres. En este caso Laguna La Paraguaya.



Figura 3.15. Precipitación en invierno de sulfato de sodio (Mirabilita), en las playas del lago Epecuén.

3.6 Características Ambientales de la Región Norte

La característica principal de esta zona son los extensos depósitos eólicos arenosos de edad cuaternaria que forman parte de un sistema medanoso de gran envergadura, que abarca gran parte de todo el Oeste provincial bonaerense y que en la subdivisión fisiográfica de la provincia se ha denominado Pampa Arenosa (Fidalgo *et al.*, 1975). Hay numerosas investigaciones que abarcan aspectos genéticos, sedimentológicos y estratigráficos acerca de estos depósitos (Tapia, 1935; Iriondo y Kröhling, 1995; Selagowski, 2003, entre otros). En el Capítulo 4 se realizan algunos comentarios al respecto.



Figura 3.16: Vista de un corte de una duna llegando a la localidad de Rivera por la ruta 60.

CAPÍTULO 4

GEOMORFOLOGÍA

4.1 Introducción

El conocimiento del medio físico es de importancia en los estudios de carácter ambiental para comprender la génesis de los procesos que modelaron el paisaje y es la base que sustenta los trabajos de cartografía, hidrología, suelos y riesgo geológico. La cartografía geológica y geomorfológica es un documento aplicable con incidencia en los sectores públicos y privados, para el desarrollo económico y social, en obras públicas hidrogeológicas, yacimientos minerales, así como diagnóstico de vulnerabilidad del territorio para actuaciones antrópicas (Pereyra, 2010).

El relieve o paisaje es la asociación espacial y temporal de geoformas, o sea de aquellos rasgos de la superficie terrestre resultantes del accionar de los procesos geomorfológicos (Camels, 2010).

Las formas del relieve son resultado de la interacción de los aspectos geológicos y del clima. Dentro de los aspectos geológicos se encuentran las características estructurales, litológicas y el ambiente tectónico, que tienden a crear un relieve de tipo morfoestructural. Por otro lado, las características climáticas condicionan y determinan qué procesos morfogenéticos actúan y, al variar el clima en el tiempo, la asociación y sucesión de procesos que se superponen en la superficie terrestre. Así, el accionar de los agentes fluvial, eólico, glacial, etc., van imprimiendo sus específicas características al paisaje, cada una dejando su particular asociación de geoformas erosivas y depositacionales. Por lo tanto, el paisaje es una asociación compleja de geoformas e historias superpuestas, especialmente si se trata como en este caso, de regiones de considerable extensión (Pereyra, 2018)

Tradicionalmente la geomorfología se ha ocupado de los estudios a escala media, en los que se analizan los diferentes eventos geomórficos que a lo largo del tiempo han configurado el relieve actual, es lo que se conoce como geomorfología histórica y es la que aplicamos en este trabajo. Recientemente el análisis de los procesos actuantes a escala más detallada junto con el estudio de variabilidad temporal de las formas ha conducido al desarrollo de lo que se conoce como geomorfología cuantitativa o de procesos. Estas dos tendencias son las que imperan en la geomorfología actual; la primera se apoya en la retrodicción, la segunda en la predicción (Gutierrez Elorza, 2008).

4.2 Antecedentes Geomorfológicos del Área en Estudio

A fines de los años 80's luego de las inundaciones sufridas en la provincia y fundamentalmente después de la trágica inundación de la villa turística de Epecuén se incrementaron los trabajos de índole geomorfológica e hidrológica en el Partido de Adolfo Alsina y en toda la cuenca endorreica de las Encadenadas del Oeste bonaerense. Se generaron convenios y programas de trabajo en los que se contemplaron ciertos aspectos geomorfológicos, particularmente los referidos al drenaje, tales como la caracterización cuantitativa de las cuencas hídricas, descripciones del relieve o estudios integrados de suelos (Zárate y Rabassa, 2005). En ese periodo se destacan los trabajos de González Uriarte (1988) sobre la geomorfología de Carhué y de la sierra de Bravard con su piedemonte.

También, como antecedentes geomorfológicos para el área, se pueden citar los trabajos que tienen relación con la región de los Valles Transversales de La Pampa ya que hay una continuidad entre el valle Argentino de La Pampa y la zona de las Encadenadas del Oeste en la provincia de Buenos Aires (Fig. 4.1).

En este sentido, Camels y coautores, realizan un pormenorizado estudio geomorfológico de la provincia de La Pampa. A su vez describen la región de los Valles Transversales con una metodología clara y didáctica. Presentaron definiciones en torno a la metodología a usar en función de las escalas de trabajo y plantearon criterios para la clasificación de los procesos morfogenéticos y para las geoformas resultantes (Camels,1980; Camels y Carballo,1996; Camels, 2010).

Resulta también importante, para comprender los mecanismos que modelaron el paisaje en el Partido de Adolfo Alsina, los conceptos empleados por Cano (1980), para la provincia de La Pampa. Allí describe, para la región oriental de La Pampa, la Subregión de Valles y Mesetas. En ésta, se individualizan como unidades del paisaje mesetas, valles, planicies y bajos sin salida. Encuentra, en esta subregión, predominio de los procesos de acción hídrica concentrada, de abarrancamiento por erosión retrocedente y acciones eólicas posteriores. En tanto, Lorenz (2002) por medio del análisis de las curvas de nivel y de la inspección de fotoanálisis, interpreta que actuaron agentes eólicos, fluviales y procesos kársticos en la confección del relieve. En el mismo sentido, González Uriarte (1988), menciona que, una vez formados los valles, la acción eólica acumuló en el fondo de éstos importantes volúmenes de arena.

4.2.1 Marco Geomorfológico Regional

La llanura pampeana es una unidad heterogénea de bajo relieve, debido al accionar eólico, conformando una planicie loésica. Los procesos geomorfológicos dominantes han sido el eólico, el fluvial y el litoral. El relieve es marcadamente plano, las pendientes son bajísimas, exceptuando los sectores serranos (Pereyra, 2010).

La configuración geomorfológica de la provincia está dominada por dos orientaciones preferenciales, NO-SE y SO-NE (Frenguelli, 1950). La primera se corresponde con el rumbo dominante de los sistemas serranos de Ventania y Tandilia y los cursos fluviales más importantes: Río Paraná, Río Salado y Río Colorado; la segunda orientación está evidenciada por la faja de 450 km de longitud en la que se sitúan las lagunas Encadenadas del Oeste y el Arroyo Vallimanca. El origen de este lineamiento ha sido un tema de debate entre autores que lo relacionan con un control tectónico y estructural (Cordini, 1950; Linares, 1980, Rosello *et al.*, 2020) y los que plantean una génesis fluvial (Malagnino, 1988). En tanto, Zárata y Rabassa (2005) plantearon como hipótesis, que la lineación es producto de una escarpa de falla retrocedente, que tiene expresión a lo largo de 60 km abarcando la totalidad del Partido de Adolfo Alsina y que pierde expresión hacia el Este.

En la provincia de Buenos Aires se pueden diferenciar elementos morfoestructurales positivos (altos) y de subsidencia (cuencas) (Yrigoyen, 1975). Entre los primeros se encuentran el alto de Martín García, el Positivo Bonaerense y el Macizo Norpatagónico. Sin expresión en superficie se encuentran los altos de Catrilo-Salliqueló y Rivera -Darragueira (Pereyra, 2010). Entre las cuencas se encuentran la del Salado (Punta del Este en la plataforma), Colorado, Claromecó, Macachín-Quehué, Rosario-Laboulaye y subcuencas menores como la de Lincoln.

posee alturas máximas entre 1.200 y 800 metros. Las peneplanicies son consideradas por la mayoría de los autores como de erosión (Zarate y Rabassa, 2005).

El piedemonte de la sierra de la Ventana forma una extensa planicie estructural, fuertemente disectada, con desniveles de hasta 40 metros, que muestran que el nivel de sedimentación para el Mioceno tardío se encontraba alrededor de 40 m por encima del actual. Esta disección exhibe evidencias de no haber sido continua, sino que presenta niveles intermedios aterrazados, en este caso terrazas fluviales, como los descriptos en los Valles Transversales del Bloque de La Pampa Central (Ver capítulo 5, Fig. 5.1) (Lorenzo *et al.*, 2013).

Los cursos provenientes del flanco Sur de las Sierras Australes poseen un gradiente superior a los procedentes del flanco Norte. De esta manera, los ríos que desaguan en el océano han desarrollado una red de drenaje de mayor envergadura.

El Sistema de Ventania (Nágera, 1939) reúne a un grupo de serranías, que se ubican en el sector Sur de la provincia de Buenos Aires. Están formadas por un basamento de edad proterozoica superior y una cobertura paleozoica y cenozoica, con una importante deformación dúctil (Ramos, 1984), en las que las sierras más viejas e intensamente deformadas son las occidentales, mientras que las jóvenes y menos deformadas se ubican más hacia el Este.

4.2.3 La cuenca de Macachín

Nuestra zona de estudio está enmarcada dentro del ámbito de la Cuenca Tectónica de Macachín. Salso (1966) diferencia en su relleno y sobre el basamento, a las formaciones Arata que asigna al Permo-Triásico, Ábramo al Cretácico y Macachín al Oligo-Mioceno, sincrónica con la “formación Patagoniana” (Terreno terciario patagoniano de d’Orbigny) y al “Verde” de la cuenca de Bahía Blanca y también parcialmente con las transgresiones de la cuenca Chaco – Paranense del Mioceno. En tanto, como Fm. Pampeano incluye a las sedimentitas del Terciario superior y Cuartario.

Zambrano, (1972) observa que el estilo estructural de la cuenca de Macachín es similar al de las Sierras Pampeanas y que el sistema de fallas inversas, N-S, han sido originadas por fuerzas compresionales producidas por los movimientos andinos (Neógeno) y no Jurásicas superiores a Cretácicas como en el resto de las cuencas vecinas. También considera la existencia de fallas normales, perpendiculares u oblicuas (E-O o ENE-OSO) al sistema N-S del Jurásico superior a Cretácico inferior.

Posteriormente Yrigoyen, (1975) explica la génesis de la cuenca de Macachín como un tafrógeno de reducidas dimensiones, producto de una fosa flanqueada por zonas de fracturas tensionales con movimiento transcurrente de rumbo groseramente paralelo. Subraya que las conexiones Sur y Norte de esta fosa tectónica son poco conocidas, pudiendo existir vinculaciones con las cuencas de Laboulaye al Norte y la del Colorado por el Sur. Entiende además que, pese a los caracteres estructurales particulares que manifiesta, el relleno sedimentario presenta evidentes semejanzas con algunas unidades estratigráficas de las cuencas vecinas del Colorado y del Salado.

Fraga y Nocioni (1987) mencionan que la cuenca de Macachín habría experimentado dos pulsos de subsidencia, en tanto, de Elorriaga y Camilletti (1999) le asignan su existencia a un sistema de rift en corteza continental producto de la apertura del Atlántico; y asocian su relleno con 3 etapas: de prerift con sedimentitas paleozoicas; de sin rift con el marino paranaense y de post rift de edad neógena.

En la zona de estudio se pueden observar rasgos morfológicos superficiales que podrían relacionarse con una estructuración subsuperficial relacionada con las anisotropías mecánicas propias del basamento y con el desarrollo de esta cuenca, (de Elorriaga, 2010). El sistema de fallas, que incluye las que limitan la cuenca de Macachín, puede observarse en fotos aéreas e imágenes satelitales como una serie de lineaciones, debido a que las estructuras afectan a las mesetas definidas por la duricostra y a la mayoría de los cuerpos de agua. Su orientación general es variable: en la parte Norte las fallas son submeridianas, y corresponderían a estructuras que limitan depocentros relacionados con las cuencas de Nueva Galia, General Levalle y Laboulaye, más al Sur se hacen NNO-SSE y casi N-S en el sector de mayor altura relativa. En la zona de la cuenca del Colorado, la orientación de las fallas está controlada por las características de la cuenca (de Elorriaga, 2010).

En el ámbito del BPC los sistemas de fallas principales tienen orientaciones NNO-SSE y ENE-OSO y se corresponden con los límites de las cuencas de Quehué y Macachín y al trazado de las depresiones, respectivamente.

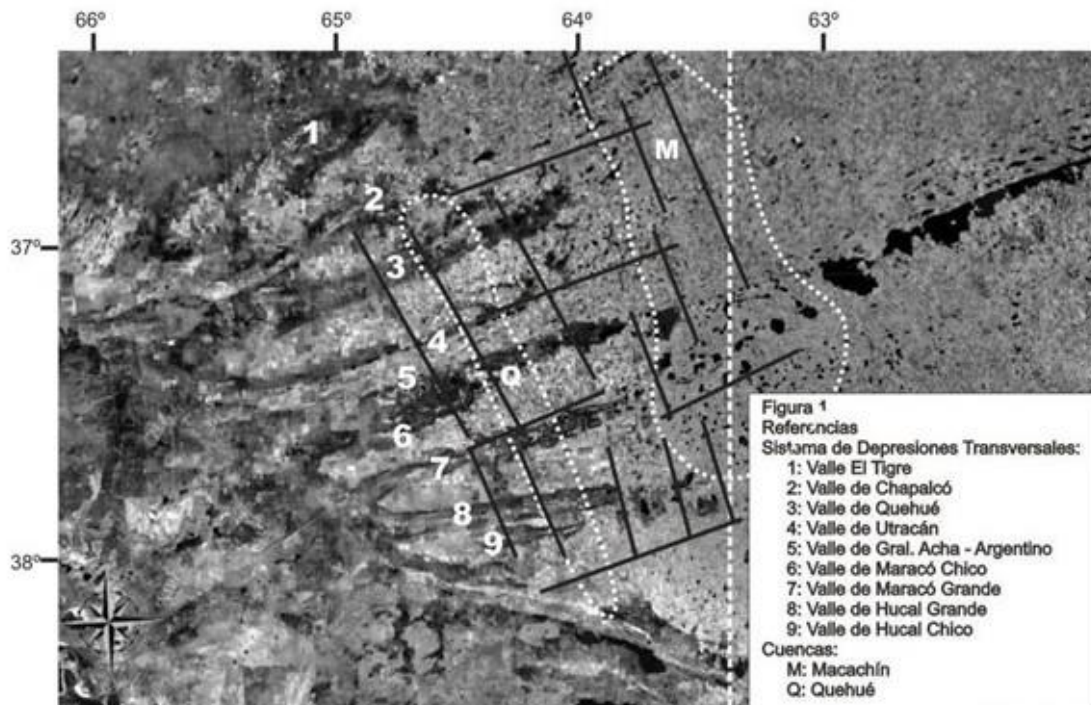


Figura 4.2. Imagen que muestra las fallas inferidas con expresión en superficie y su relación con los Valles Transversales, la cuenca de Quehué y de Macachín (Tomado de de Elorriaga 2010).

4.3. Geomorfología del Área de Estudio

La geomorfología de regiones templadas no puede comprenderse sin recurrir a la noción de herencia, ya que deben su modelado a la acción de los paleoclimas (Camels, 1979). Los aspectos climatomorfológicos revisten importancia en climas áridos, semiáridos y subhúmedos y ciertas acciones morfogenéticas dadas por la amplitud térmica (termoclastismo), la escasez de vegetación y la presencia de fuertes vientos (eolerosión) (Camels, 2004).

En la zona de los Valles Transversales de La Pampa se describen procesos morfogenéticos fluviales. Éstos son fundamentalmente de carácter endorreico centrípeto dado el sistema hidrográfico embrionario el que cuenta como nivel de base los bajos sin salida y depresiones cerradas donde se albergan las lagunas, salinas, salares o *sabkas*. En verano las lluvias organizan un sistema de drenaje que comienza con un lavado en manto concentrando luego en canalículos y finalmente cárcavas, geformas comunes en regiones de pendientes pronunciadas (Camels, 2004).

Las geoformas erosivas tienen representación en los cerros testigos, constituyen paleoformas, que muestran sus laderas surcadas por cárcavas. Las geoformas de acumulación modernas son fundamentalmente campos de arena y *nebkas*.

La alineación de los bajos en sentido NO-SE indicaría un control estructural (Espejo y Silvia Nieto, 1996). Se ha postulado un origen kárstico para la formación de los bajos sin salida (Biseglia, 1981; Lorenz, 2002).

Es importante destacar el rol del accionar eólico en la morfogénesis de estos bajos puesto que no hay depósitos correlativos que atestiguan otro tipo de agente en el modelado y los materiales habían sido deflacionados en suspensión hacia áreas distales. Según Iriondo y Kroling (1995), la transferencia eólica a larga distancia generó la faja de loess periférica que bordea al mar de arena pampeano.

Estas apreciaciones podrían confirmar el origen múltiple de estas geoformas y por ello serían poligenéticas (Camels, 2004).

Las unidades morfológicas reconocidas permiten distinguir dos grupos morfocronológicos, correspondientes a formas longevas preservadas desarrolladas en materiales del Mioceno (Neógeno), y formas jóvenes del ciclo Pleistoceno tardío-Holoceno (González Uriarte, 1988).

4.3.1 Metodología aplicada en el análisis geomorfológico

Se trabajó desde la geomorfología dinámica (Camels, 1981), correlacionando los procesos morfogenéticos, las geoformas resultantes y los sedimentos correlativos, para intentar establecer la historia geológica del área. Los mapas preliminares fueron corroborados por estudios de campo.

Los trabajos de Tapia (1937) y Frenguelli (1950) sentaron las bases esenciales de la sistematización de los rasgos superficiales de la provincia. El análisis comparativo de las diversas propuestas revela coincidencia en el reconocimiento de sectores que permiten ser individualizados en función de su fisiografía y atributos geológicos; sin embargo, no hay un consenso en cuanto la categoría atribuida. Indistintamente se hace referencia a ellos como regiones, subregiones o simplemente áreas (Zarate y Rabassa, 2005).

Las escalas espaciales adoptadas para este trabajo se han subdividido jerárquicamente con un criterio personal, sintetizando conceptos previos de otros autores. Así se distinguieron unidades del paisaje de distintos órdenes (Tabla 4.1).

Para la división de las regiones se tuvo en cuenta las zonas homogéneas en cuanto a los aspectos biofísicos (morfoclimáticos). Para la determinación de subregiones se consideraron los rasgos más sobresalientes del relieve, litología o drenaje (dominios geomorfológicos).

La morfología dominante del área responde a un sistema escalonado de planicies (superficies geomorfológicas), genética y cronológicamente diferenciables que constituyen unidades geomorfológicas o unidades cartografiables.

Por último, dentro de cada unidad se definieron e identificaron los elementos o geoformas que conforman el paisaje de cada unidad geomorfológica.

Orden	Unidad del paisaje	Escala	Unidades definidas en el área
1	Provincia Geomorfológica	1:1000000/1:2500000	Llanura Pampeana
2	Región	1:500000/1:1000000	Llanura Pampeana Sur Oeste
3	Subregión/dominio	1:100000/500000	Pampa Arenosa Lacustre Occidental Pampa Serrana Sur
4	Unidad geomorfológica	1:100000	Planicie Arenosa (PA) Paleo Valle Poligenético (PVP) Escarpa Planicie Periserrana (EPS) Planicie Periserrana (PPS)
5	Elementos/Componentes	1:10000	Dolinas, cerros testigos, dunas, bajos endorreicos, lomadas, cauces.

Tabla 4.1. Escalas espaciales adoptadas en este trabajo para jerarquizar las unidades del paisaje.

4.3.2 Resultados alcanzados

En la confección de la cartografía realizada en este trabajo se realizó una simplificación de las unidades geológicas y geomorfológicas, acorde con la escala de trabajo (semidetalle 1:200000). Fundamentalmente se trabajó como mapa base con la

georreferenciación y digitalización de las hojas topográficas del IGN de escala 1:50000, con la aplicación del software libre QGis versión 3.16.9

Se generaron perfiles topográficos a partir de un DEM de 30 metros de resolución del IGN (Fig. 4.2). También se trabajó con imágenes satelitales de la CONAE para la determinación de uso de suelo. Se generaron archivos digitales con diferentes capas de información, en formato shapes, y con igual proyección, es decir con iguales coordenadas planas para poder ser incorporadas a cualquier base de datos SIG (Sistema de Información Geográfico).

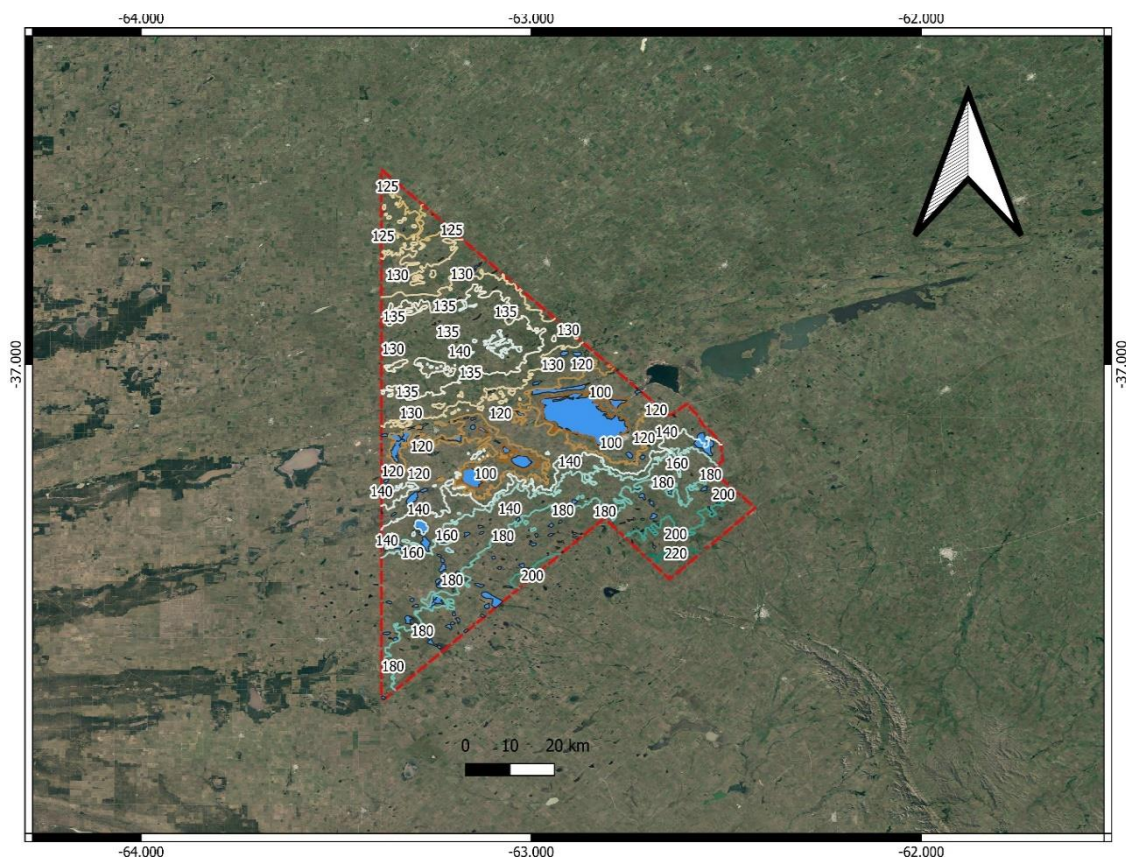


Figura 4.2. Mapa geomorfológico base donde se muestran las curvas de nivel generadas a partir de un DEM (generado con datos del Instituto Geográfico Nacional).

4.3.3 Unidades Geomorfológicas Identificadas

La configuración geomorfológica del Partido de Adolfo Alsina (AA) está conformada por dos dominios fisiográficos bien diferentes, la **Pampa Arenosa** y la **Pampa Serrana**, separadas por una importante depresión interpuesta, denominada zona radial por Frenguelli, (1950) o Paleovalle Poligenético por González Uriarte (1988). Allí

está alojado el sistema hidrográfico de las lagunas Encadenadas del Oeste. Esta unidad a su vez presenta continuidad espacial conformando una subregión denominada **Lacustre Occidental** (Pereyra, 2010).

Se describen a continuación las unidades geomorfológicas identificadas, sus características morfológicas más sobresalientes y los elementos o geoformas más destacadas en cada una de ellas.

4.3.3.1 La Unidad Geomorfológica Planicie Periserrana (PPS)

La Pampa Serrana, comprende al sistema orográfico de la Sierra de la Ventana. El mismo presenta una penillanura que circunda todo el ámbito de las sierras, a la cual denominamos *Planicie Periserrana (PPS)*. En el partido de AA se corresponde con la vertiente Norte del sistema orográfico mencionado. Tal como lo menciona Geraldini (2009), está labrada fundamentalmente por erosión fluvial. Se desarrolla entre las curvas de nivel de 300 msnm, en el límite más austral del Partido, hasta los 160 msnm. El espaciamiento de las curvas muestra disposición radial y son generalmente equidistantes conformando una típica bajada pedemontana. Los frecuentes quiebres en V dan cuenta de la existencia de antiguas líneas de drenaje en el sentido de la pendiente regional (Fig. 4.3).

Los procesos geomorfológicos dominantes, en esta unidad, han sido la acción fluvial pedemontana y la acción eólica responsable de la depositación de la cubierta regional de loess. Hemos observado, además, que los fenómenos de disolución kárstica han tenido un rol preponderante en el modelado del paisaje.

La PPS constituye un ambiente geomórfico marginal a las sierras, desde las estribaciones de sierras de Curamalal hacia un poco antes de llegar al sector de las Lagunas Encadenadas. Constituye la transición entre el ambiente serrano y la llanura. Presenta un gradiente regional suave, menor al 0,5 %. A mayor detalle se muestra suavemente ondulada, siendo frecuente la presencia de pequeñas cubetas circulares a elípticas hasta coalescentes de agua dulce (dolinas y úvalas respectivamente), (Fig. 4.4). Se puede observar que las mismas se alinean en general siguiendo la pendiente regional y que su formación, continua ampliación y en casos su coalescencia ha provocado el retroceso de pendientes. Por lo expuesto, los elementos geomorfológicos más conspicuos son las dolinas a los que se suma: el valle encajonado del A° Pigüé, lomadas de degradación conjuntamente con bajadas hacia el A° Pigüé y la conformación de antiguas vías de drenaje hoy inactivas.

Los afloramientos en esta zona son de sedimentitas neógenas de la FCA que subfloran y que rematan en un nivel tosca de 1 metro de espesor promedio el cual ha tenido un impacto morfológico importante dado su resistencia frente a la erosión mecánica. Sobre la duricostra se reconoce un manto de loess arenosos de escaso espesor (70 cm) y de extensión regional el que constituye el de material parental de los suelos actuales.

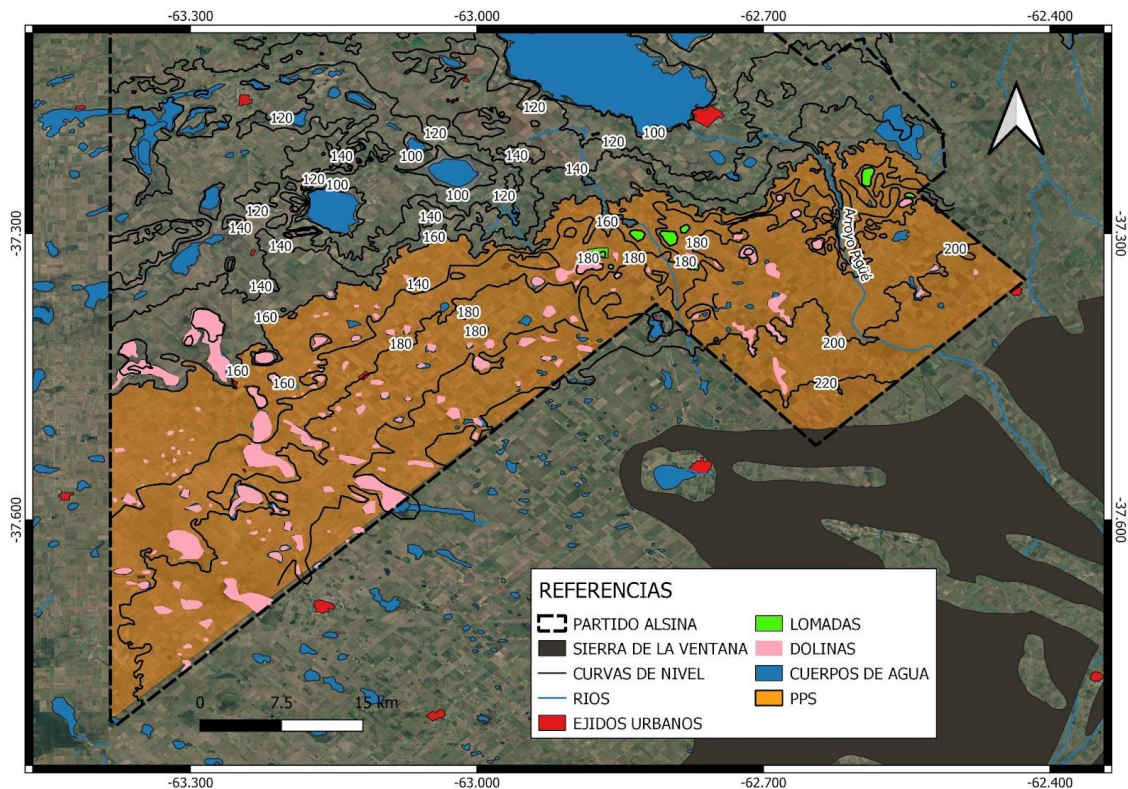


Figura 4.3. Mapa geomorfológico que muestra el desarrollo de la PPS, sus elementos y ubicación en el Partido de AA.



Figura 4.4. Foto de dolina, donde se observa el paisaje característico de la PPS camino a San Miguel Arcángel.

4.3.3.1b -El Entoscamiento Cuspidal (calcreta) de la FCA en la PPS

El origen del entoscamineto cuspidal de la FCA presenta una gran complejidad conceptual, la que queda evidenciada por el debate instaurado y no resuelto aún. Hay posturas acerca de que la tosca se produjo en el material hospedante (loess) (Lorenz, 2002) y otras que plantean una discordancia litológica entre los depósitos loessicos miocenos y la calcreta., por lo cual se habría formado en otro material parental (Vogt, 2010).

La costra calcárea, que en esta unidad afectan la parte superior de la formación Cerro Azul, muestran distintas estructuras (conglomerádica, concrecional, lajosa y hasta finamente estratificada), lo que revela diferentes condiciones de movilización y depositación del carbonato de calcio (Carballo y Sbrocco, 1996). Entre las menciones que hacen referencia a la calcreta se destaca, como citamos anteriormente, la de Vogt *et al.* (2010), quienes identifican varios niveles calcretizados en la zona de los Valles Transversales de La Pampa. Estos autores han reportado hasta siete niveles, lo que los llevó a proponer distintos momentos de formación. En este mismo sentido Folguera y Zarate (2009) interpretan que los distintos niveles de tosca descritos para la región,

indicarían que se formaron en diferentes momentos, parcialmente sincrónicos a cada una de las diversas disecciones escalonadas que se producían en el paisaje.

Lorenz (2002), denomina y mapea la parte cuspidal de la FCA entoscada como Calcreta Principal reconociéndola en parte de La Pampa y de la provincia de Buenos Aires.

Los fenómenos que generaron la disección en la calcreta podían haber comenzado con disolución kárstica bajo un clima más cálido y flujos en manto; luego con la intervención de la acción eólica, se habían deflacionado los detritos y producido la ampliación de los rasgos erosivos, (Lorenz, 2002); estos hoyos generados han sido interpretados como *skimholes* (dolinas en lengua anglosajona) y poljes en un paisaje kárstico (Lorenz, 2002).

También hemos observado en otras unidades geomorfológicas distintos niveles de calcretas con diversas morfologías y estadios de desarrollo. Particularmente en la PPS distal hemos reconocido una calcreta desarrollada sobre sedimentitas estratificadas de la FCA con fuerte plegamiento y brechamiento. La expansión y contracción relacionadas con la temperatura y la humedad parecen ser el mecanismo más probable para la formación de estos carbonatos plegados denominados *tepees* (Eren, 2007) (Fig. 4.5). Por otro lado, nos ha llamado la atención en un perfil de la PPS un depósito diamictico (paraconglomerado) de hasta 2 metros de potencia con relación discordante con respecto a la subyacente FCA, que lateralmente se muestra fuertemente cementado formando ¿“la calcreta principal”? Este depósito es analizado en el Capítulo 5, en el perfil Calle Moreno.



Figura 4.5. Izquierda: imagen de un nivel de calcreta plegada y brechada de una superficie cuspidal calcretizada en la PPS en cercanías de la Colonia San Miguel Arcángel. Derecha: fotografía de detalle.

4.3.3.2 Unidad Geomorfológica Escarpa de la Planicie Periserrana (EPPS)

Esta unidad tiene una morfología longitudinal en sentido SO-NE, se desarrolla entre la unidad geomorfológica Paleovalle Poligenético y la Planicie Periserrana, entre las cotas de 140 msnm y 160 msnm. Esta unidad conforma un resalto topográfico de considerable magnitud, teniendo en cuenta los valores altitudinales del área (Fig. 4.6). Los materiales neógenos que la conforman están relacionados con la PPS. Es un rasgo erosivo que muestra evidencias de disección fluvial con discordancias de gran magnitud. Esta unidad geomorfológica muestra un paisaje notablemente ondulado, formado por lomadas de rumbo NO-SE. La morfología que presenta, la orientación paralela a las lagunas encadenadas y el contexto geológico general ha llevado a proponer que se trataría de la expresión geomorfológica de una escarpa de falla retrocedente (Zarate y Rabassa, 2005).

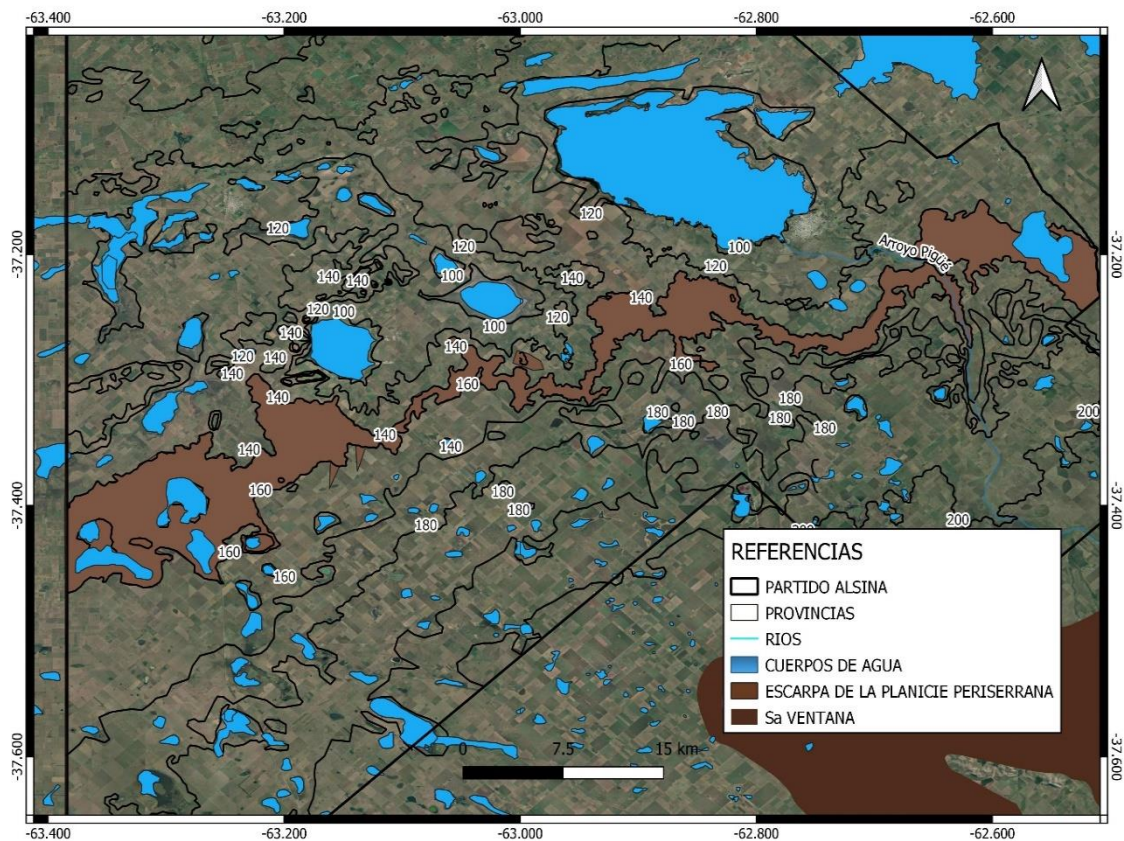


Figura 4.6. Mapa que muestra el desarrollo de la EPPS, sus elementos y ubicación en el Partido.

4.3.3.3 Unidad Geomorfológica Paleo Valle Poligenético (PVP)

La gran faja deprimida que margina el borde meridional del positivo de Ventana, tiene un rumbo SO-NE y un ancho promedio de 20 km. Ha sido denominado lineamiento

de Utracán- Vallimanca (Selles Martínez, 1987). El valle que aloja a las lagunas es la continuación del Valle Argentino-Ultracán que tiene una longitud total de 450 km.

La génesis de los Valles Transversales es controversial aún. En el interior de éstos Lorenzo *et al.* (2013), reconocen al menos dos sistemas de elevaciones dispuestos en general al pie de las paredes de los valles. Un conjunto de superficies elongadas con pendientes muy suaves, y cumbres planas y disectadas, aparece a una mayor altura relativa (sistema de elevación 1, SE1). Otra serie de niveles topográficos de extensión variable, también con cumbres planas, da lugar a un segundo sistema de elevaciones (SE2) con menor altura relativa; éste circunda los sectores topográficos deprimidos de los valles, en general ocupados por lagunas o cursos efímeros (Ver Capítulo 5, Fig. 5.1).

En nuestro caso, la unidad paleovalle poligenético, queda delimitada al Sur-este por el pie de la EPPS (cota 140 msnm) y al Nor-Oeste por la Planicie Arenosa (cota 130 msnm). La morfología es compleja y los elementos del paisaje principales los constituyen lomas relictuales o cerros testigos con sus bajadas, los bajos sin salida con las lagunas endorreicas que las ocupan (Chasilauquen, Epecuén, de la Sal, etc.) el curso inferior y desembocadura del A° Pigüé y A° Pol, escasos arroyos intermitentes y algunos campos de dunas o dunas aisladas (Fig. 4.7).

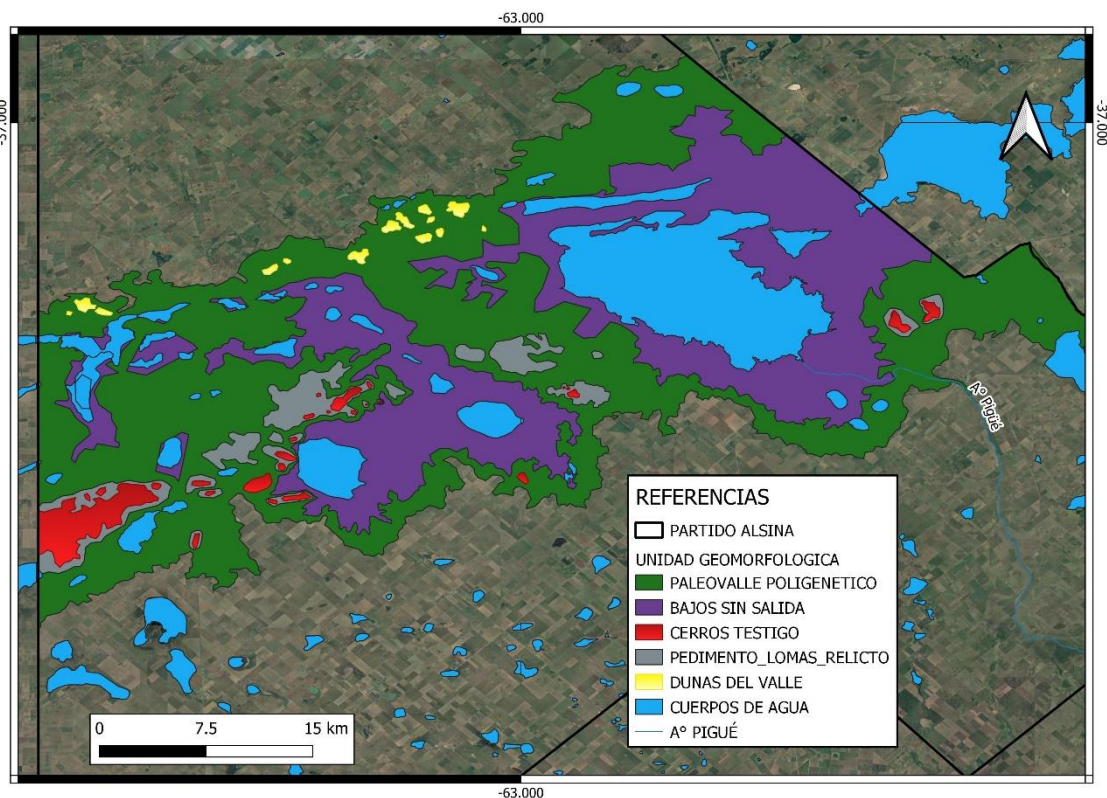


Figura 4.7. Mapa que muestra el desarrollo del PVP, sus elementos y ubicación en el Partido.

En las imágenes 3D de los modelos de elevación digital los bajos sin salida en el interior del valle son sistemas cerrados, con bajadas escalonadas de morfologías semicirculares, donde las menores cotas se encuentran en el centro, actualmente ocupadas por cuerpos de agua. Estos bajos están separados por elevaciones de material neógeno (cerros testigos), lo que podría corroborar el accionar erosivo del agente eólico y procesos kársticos en su conformación, posteriormente la superposición de erosión fluvial o lavado de pendientes terminó de modelar el paisaje. Podría tratarse de pedimentos de flanco. A su vez en estos sectores altos dentro del valle se confirmó la existencia de materiales eólicos agradacionales de edad cuaternaria (Fig. 4.8).

Estas evidencias denotan la complejidad de los fenómenos geomorfológicos en la evolución del paisaje y en este caso la correcta asignación del adjetivo poligenético al paleovalle, indicando la poligénesis de los agentes tanto erosivos como constructivos en su formación.

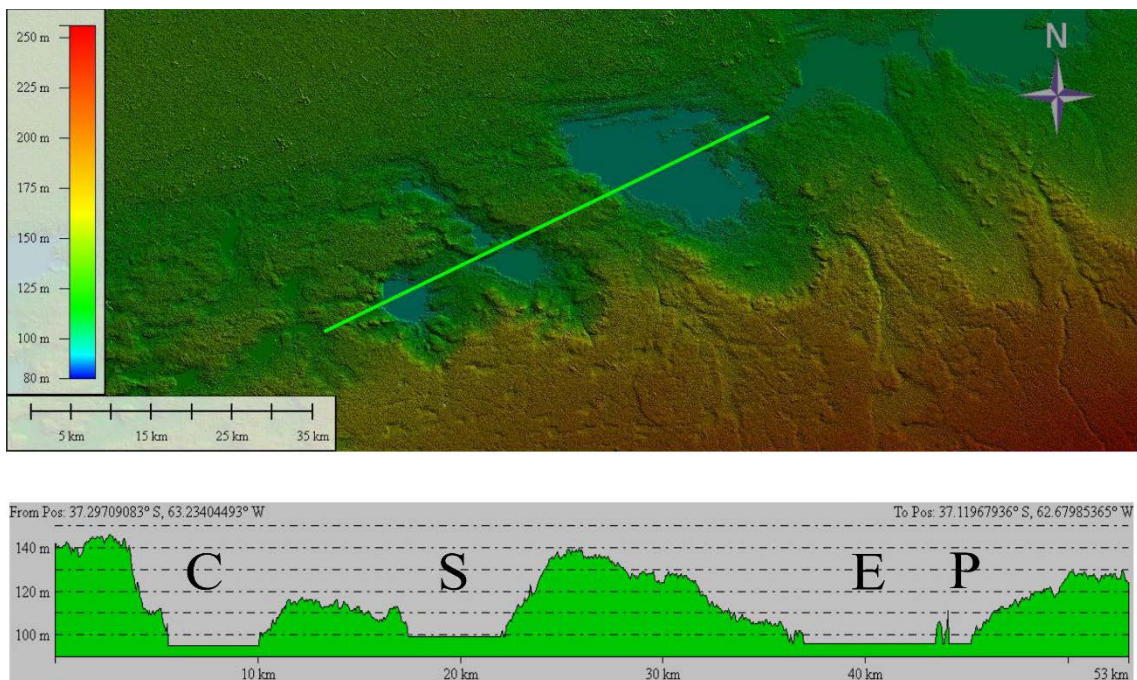


Figura 4.8. Arriba: modelo de elevación digital del área de estudio. Abajo: perfil topográfico donde se observa que los bajos sin salida están separados por altos relictos de la erosión del paisaje. (Referencias: C: laguna Chasilauquen; S: laguna de La Sal; E: laguna Epecuén; P: laguna La Paraguaya).

4.3.3.4 Unidad Geomorfológica Planicie Arenosa (PA)

La unidad geomorfológica Planicie Arenosa pertenece al dominio del paisaje de la Pampa Arenosa que se extiende hacia el Oeste y el Norte de la provincia de Buenos Aires. Incluye parte de los Partidos de Trenque Lauquen, Carlos Tejedor, Pehuajó, Ameghino, Villegas, entre otros. Ocupan una superficie aproximada de 80000 km². Es el resultado de la acción eólica durante el Cuaternario tardío (MIS 2) cuando las condiciones fueron más áridas (Zelagowski *et al.*, 2004, Iriondo y Krohling, 1995, Pommarés *et al.*, 2021). Las alturas varían entre las cotas de 125 y 135 msnm y el gradiente regional es muy suave.

La morfología del relieve medanoso está compuesta por dunas longitudinales en la zona Sur de rumbo SO-NE y hacia el Norte dominan las formas de acumulación parabólicas, barjanoides y también mantos de arena (Fig. 4.10). El rumbo de los brazos de estas geoformas también va migrando hacia el Norte, producto de la actividad de dos sistemas de direcciones de vientos (Isla *et al.*, 2010). El aporte de estos materiales arenosos provendría de las bajadas inactivas y planicies aluviales cordilleranas (Zárate, 2005). Los Valles Transversales podrían haber actuado como corredores de viento encausando el transporte del material hacia la provincia de Buenos Aires.

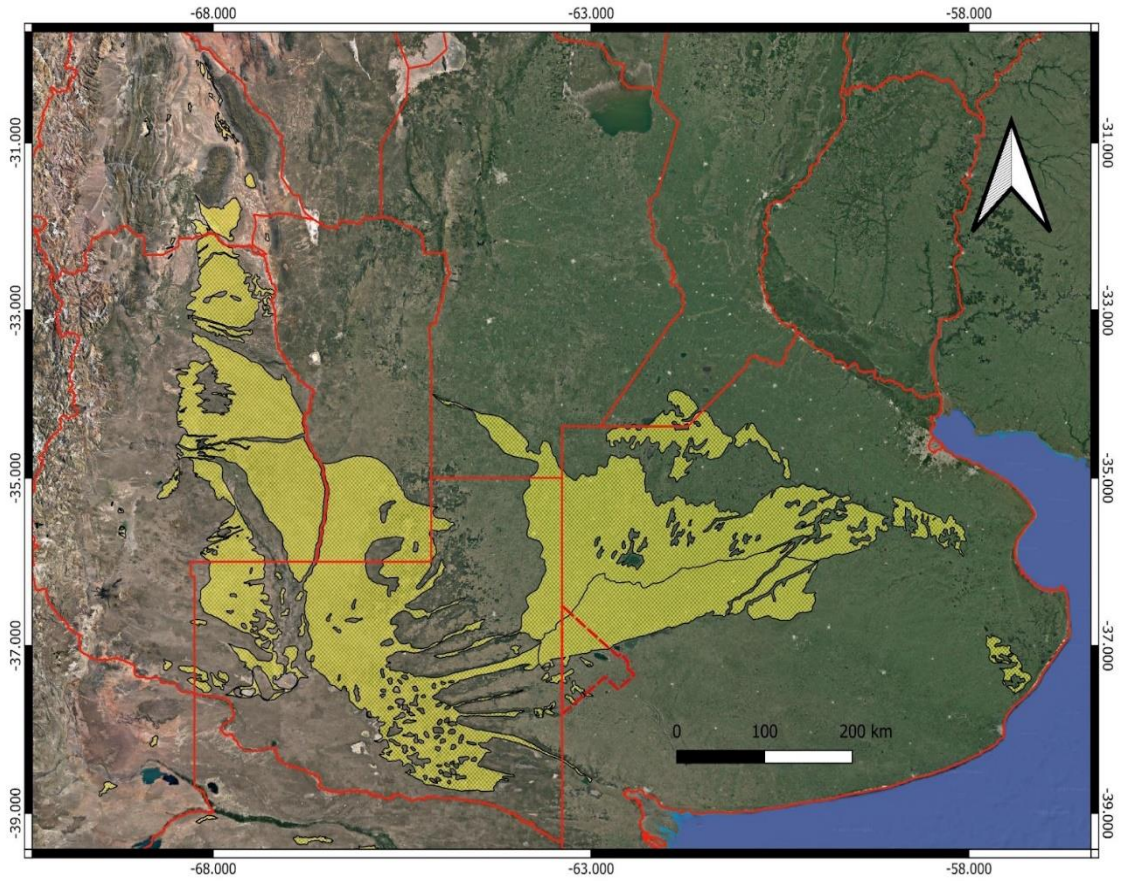


Figura 4.9. Mapa que muestra el desarrollo de los depósitos eólicos arenosos cuaternarios tardíos en la región central de Argentina.

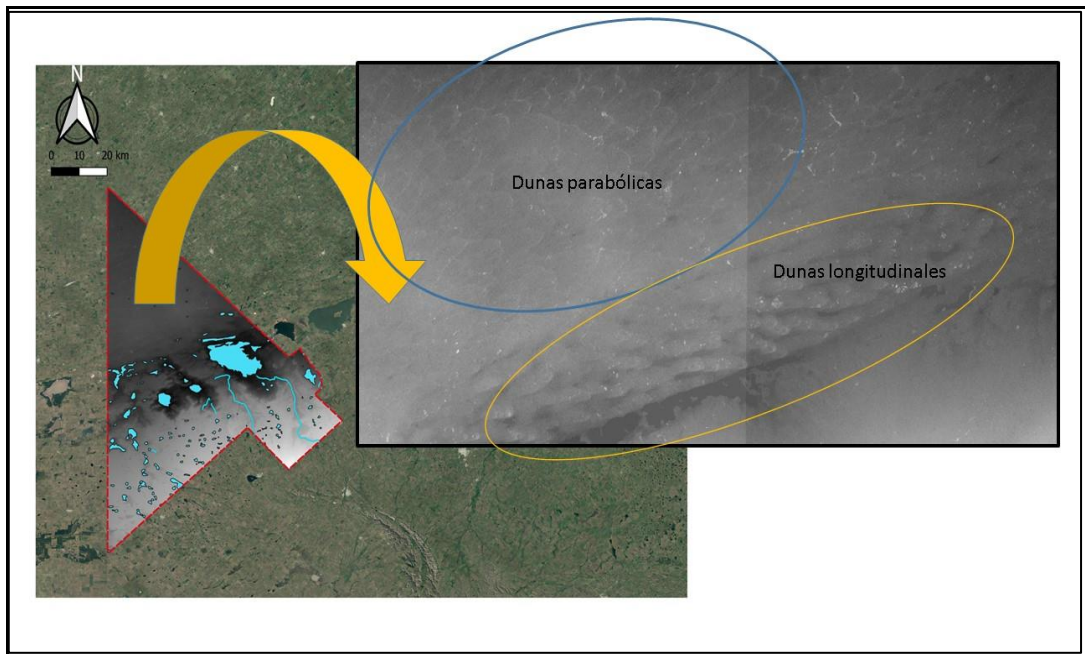


Figura 4.10. Imagen Raster que muestra las diferentes morfologías de las dunas en el ámbito de la Pampa Arenosa.

La cobertura arenosa tiene un espesor promedio de 6 m. En las depresiones interdunales afloran sedimentos “pampeanos” y dadas las características del drenaje endorreico no integrado, se forman en ellas numerosos cuerpos lacustres de diversas morfologías, relacionados a un nivel freático alto (Giai *et al.*, 2008).

Estos depósitos han recibido diferentes denominaciones Fm Junín (De Salvo *et al.*, 1969), Médano Invasor (Groeber y Tapia, 1933), en la Pampa La Movediza (Zetti, 1964) y Formación Meauro (Giai, 1975).

En nuestro caso, hacia el Norte del Partido, a partir de la cota 130 msnm comienza la cubierta arenosa. El nivel de base local es de aproximadamente 125 msnm. Las formas de lecho, no están bien definidas debido a la importante degradación por laboreo agrícola y/o erosión pluvial. Sólo se reconocen algunas crestas denudacionales redondeadas aisladas y mantos de arenas que no superan los 140 msnm como en las cercanías de Yutuyaco y pueden corresponder a remanentes erosivos de antiguas dunas. No se reconoció una dirección preferencial de pendiente.

4.3.4 Mapas geomorfológicos elaborados

Por medio del trabajo geomorfológico se realizaron mapas temáticos los cuales permiten visualizar las características del terreno por un lado y la discriminación de unidades geomorfológicas que evidencian la historia del paisaje y los fenómenos que pudieron haber actuado en su modelado.

El trabajo con imágenes Raster, la creación de curvas de nivel y modelado del terreno conjuntamente con la digitalización de las hojas topográficas del IGN en escala 1:50000, para definir sectores más detallados de las curvas, permitió la creación de mapas temáticos.

En resumen y como resultado de lo analizado se puede decir que:

- a) Se definieron cuatro unidades geomorfológicas: la Planicie Arenosa, el Valle Poligenético, la Escarpa de la Planicie Periserrana y la Planicie Periserrana. Se identificaron los elementos geomorfológicos en cada una de ellas, (Fig. 4.11 y 4.12).
- b) En el centro-sur del Partido se constató la existencia de paisajes heredados resultado del predominio de procesos erosivos y de disolución kárstica que actuaron a lo largo de un intervalo temporal de gran magnitud. Se

identificaron terrenos remanentes o formas de degradación (cerros testigos), bajos que alojan lagunas endorreicas, retrocesos de pendiente, dolinas, modelado de redes de drenaje hoy inexistentes. Los rasgos constructivos son escasos, algunas dunas aisladas y el manto de loess regional que tapiza el relieve pero que como es característico no ha generado formas de lecho.

- c) En el sector Norte por su parte, los rasgos más conspicuos son las formas de agradación y están representadas por dunas parabólicas y campos de arena, aunque degradados por actividad antrópica (laboreo) y erosión pluvial.
- d) Se propone que los agentes erosivos fundamentales en el modelado del relieve han sido el eólico-fluvial y la disolución kárstica.

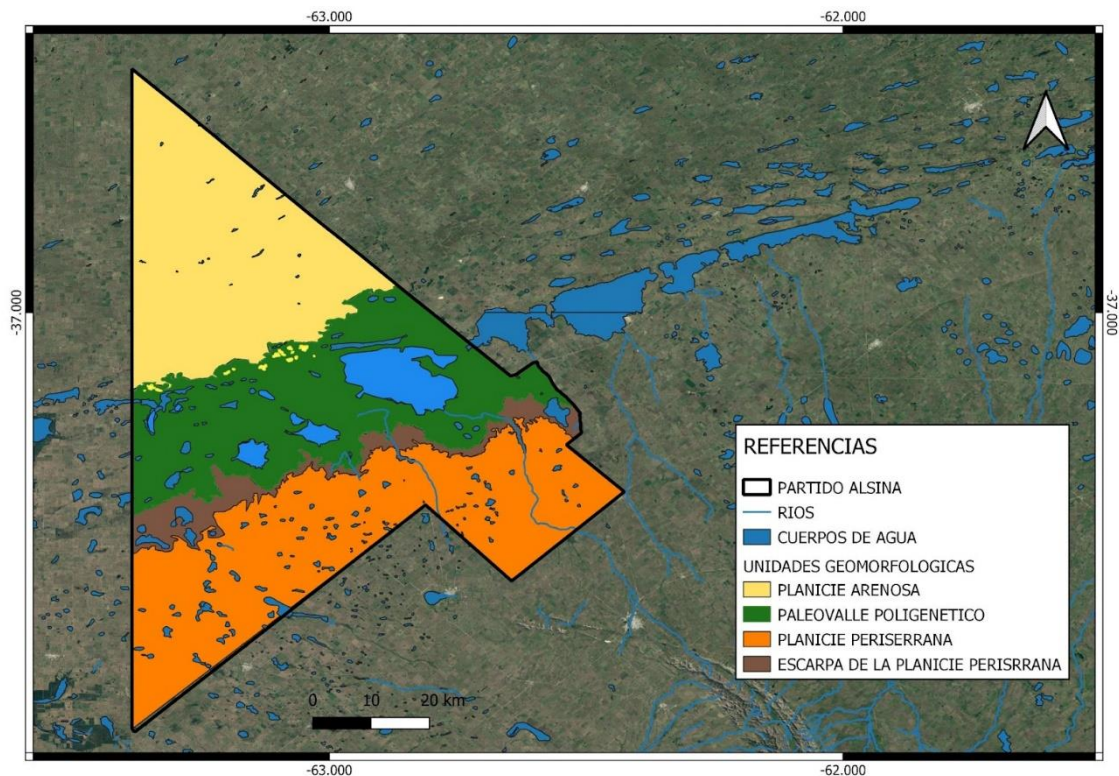


Figura 4.11. Mapa geomorfológico del Partido de AA donde se discriminan las unidades geomorfológicas definidas en esta tesis.

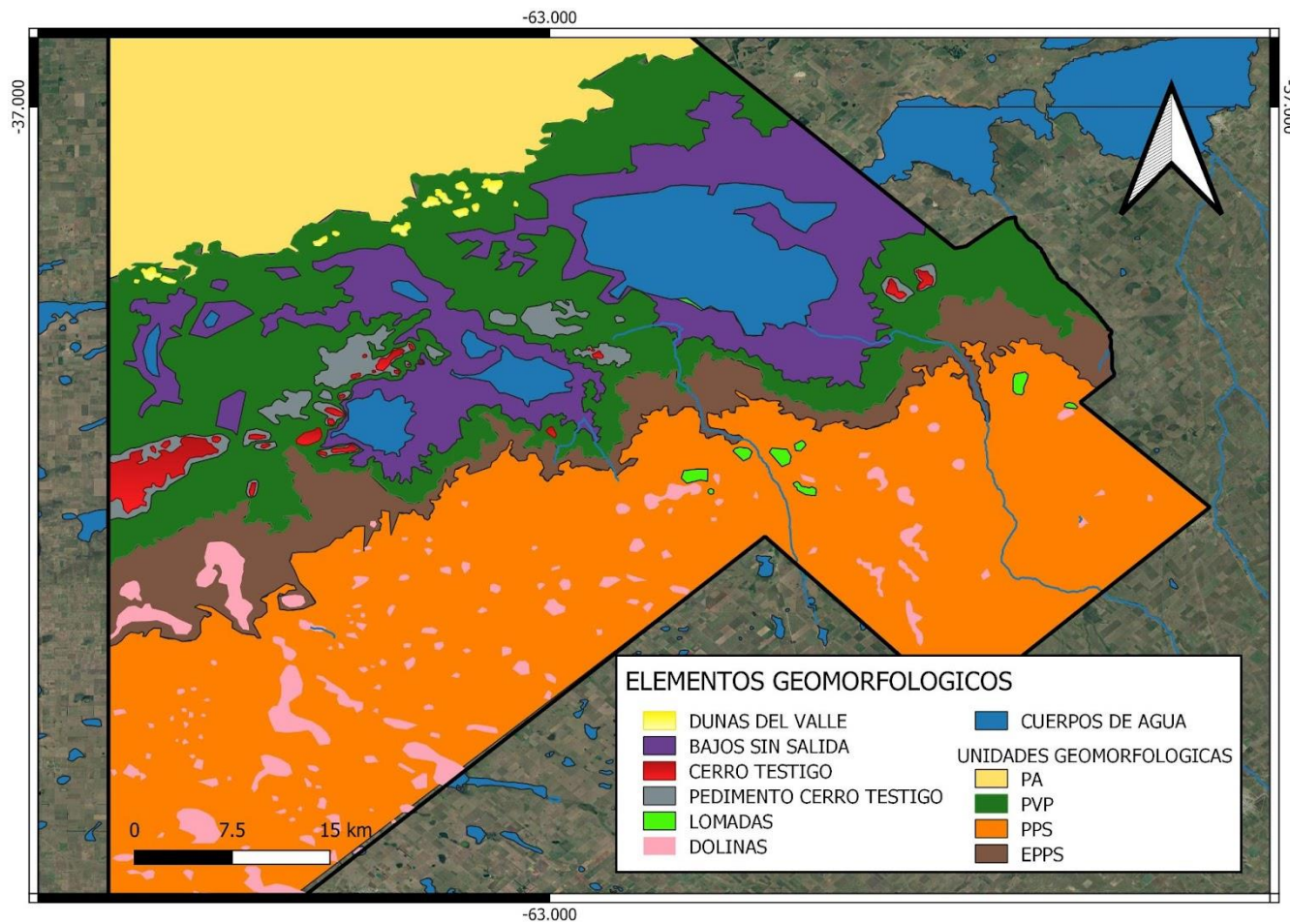


Figura 4.12. Mapa geomorfológico que muestra las Unidades Geomorfológicas y los elementos geomorfológicos que las integran.

CAPÍTULO 5

LAS SEDIMENTITAS DE LA FORMACIÓN CERRO AZUL EN EL PARTIDO DE ADOLFO ALSINA

5.1 Introducción

Las sedimentitas Neógenas, del ciclo sedimentario Mio-Plioceno (*sensu* Zarate, 2005) en la zona de estudio fueron abordadas desde varias escalas de observación. Por un lado, desde el punto de vista regional, teniendo en cuenta la configuración morfoestructural del área, los factores tecto-sedimentarios y paleo-climáticos que condicionaron la acumulación de los depósitos para el lapso comprendido. Los mismos tienen continuidad con los de la Pampa y se continúan en todo el ámbito de las Encadenadas del Oeste bonaerense. Se vincula la sedimentación de la Formación Cerro Azul (FCA) como un proceso dinámico relacionado principalmente con las unidades morfoestructurales y con la estructuración andina (Folguera y Zárate, 2009).

Visconti *et al.* (1996) y Goin *et al.* (2000) realizaron estudios sedimentológicos en el ámbito de La Pampa. Estos autores, reconocieron tres asociaciones de facies para la FCA: una inferior lacustre, un sector medio donde alternan depósitos eólicos loésicos y desarrollo de paleosuelos con escaso retrabajo fluvial, que sería la facies más representativa y por último una asociación de tipo fluvial; plantean así, que hay una tendencia hacia la aridización, que quedaría expresada en la calcreta superior.

Folguera (2011) estudia la sedimentación de Formación Cerro Azul (FCA) y la acomodación neógena vinculándola con la dinámica andina. Así encuentra que en el antepaís distal existe control estructural en la acomodación de los sedimentos. Distingue dos ciclos con posterioridad al retiro del mar paranaense separados por un importante hiatus depositacional, uno durante el Mioceno tardío (FCA) y otro en el Plioceno (Fm. Río Negro).

Posteriormente Lorenzo *et al.* (2013) planteó interrogantes en torno a los depósitos basales similares a facies lacustres que se encuentran en los Valles Transversales de La Pampa. Ofrece hipótesis para dilucidar la estratigrafía de los mismos y concluye que dentro del valle se reconocen superficies escalonadas, siendo las facies más modernas las similares a lacustres (Fig. 5.1).

Por lo tanto, teniendo en cuenta estos antecedentes e interrogantes planteados, los estudios de escala de afloramiento se correspondieron con el levantamiento de perfiles estratigráficos detallados, la caracterización mesoscópica de las unidades y sus relaciones de yacencia, con el fin de entender los procesos sedimentarios que tuvieron lugar en el partido de Adolfo Alsina durante el subciclo Mio-Plioceno.

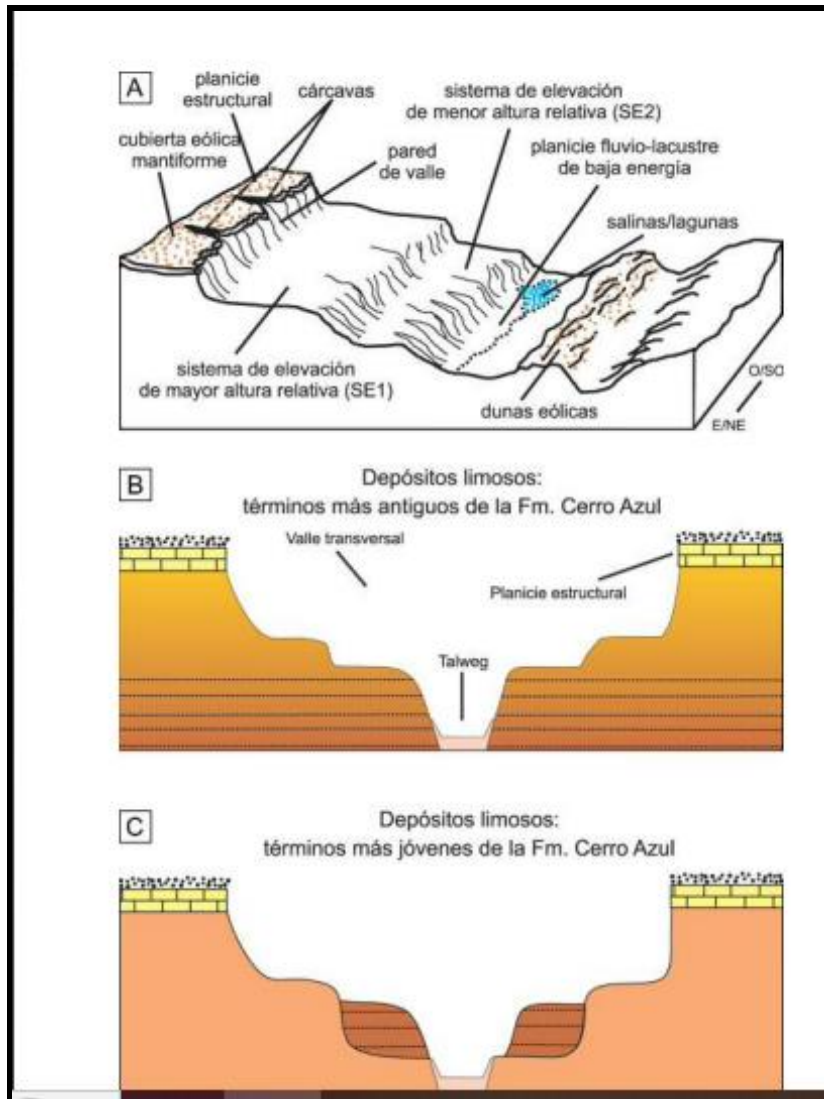


Figura 5.1. Gráfico que resume las hipótesis acerca de las relaciones estratigráficas entre las asociaciones de facies descritas para la FCA. A) Esquema geomorfológico de los valles y sus superficies escalonadas. B) Hipótesis Visconti, 2007. C) Hipótesis Lorenzo *et al.*, 2013 (Tomado de Lorenzo *et al.*, 2013).

5.2 Ubicación de los perfiles estratigráficos

5.2.1 Aspectos metodológicos

La realización de los perfiles para el estudio de los depósitos Mio-Pliocenos tuvo en cuenta la ubicación de los afloramientos con relación a su situación geomorfológica y topográfica (Tabla 5.1).

Las sedimentitas aflorantes presentan intensos procesos postdeposicionales: pedogénesis, calcretización y bioturbación. La pedogénesis ocupa un rol destacado y ha modificado los atributos sedimentarios tales como textura y estructura y en menor medida composicionales. En muchos casos es imposible identificar el material originario o depósito sedimentario que fue pedogenizado, debido a la superposición de ciclos pedogenéticos, que también enmascaran las características sedimentarias.

Dadas estas circunstancias se utilizó para su estudio una aproximación sedimentopedológica. De esta manera a la sucesión sedimentaria expuesta se la analiza, en el presente trabajo, como integrada por unidades pedosedimentarias (Blasi *et al.*, 2001; Imbellone y Cumba, 2003).

El análisis sistemático de las unidades se basó en la combinación del reconocimiento de rasgos macroscópicos (escalas de campo: este capítulo) y micromorfológicos (en Capítulos 6, 7 y 8). Cada muestra obtenida fue caracterizada macroscópicamente, siguiendo la metodología utilizada por otros autores en la región para descripción de paleosuelos, mediante color, textura al tacto, estructura pedológica y sedimentaria, consistencia en seco, así como contenido y abundancia relativa de carbonatos, rasgos redoximórficos y evidencias de bioturbación (Blasi *et al.*, 2001).

En los gráficos de los perfiles se visualizan además de las características litológicas de las unidades, sus estructuras, contenido fosilífero y polaridad magnética de las mismas.

Como muestra la Tabla 5.1, se analizaron tres perfiles principales en la unidad geomorfológica: Paleovalle Poligenético, en las cercanías de cuerpos lacustres, lago Epecuén, laguna de la Sal y laguna La Paraguaya. También se realizaron dentro del paleovalle observaciones y perfiles secundarios en altos topográficos (cerros testigos) para corroborar la relación entre éstos y la de los bajos sin salidas y determinar, por ejemplo, la existencia o continuidad de la calcreta. También con el fin de visualizar y

describir las superficies geomorfológicas circulares escalonadas dentro de estos bajos. Asimismo, se efectuó el levantamiento de perfiles en la Escarpa de la Planicie Periserrana y en la Planicie Periserrana. Se realizaron además varios perfiles secundarios (de corroboración) (Tabla 5.1 y Fig. 5.2).

En todos los perfiles se identifica el manto de loess regional del Pleistoceno tardío-Holoceno, que tapiza todas las superficies geomorfológicas. Sus características elementales han sido descriptas en el Capítulo 3.

Unidad Geomorfológica	Perfiles Principales	Coordenadas	Cota
Paleovalle Poligenético (PVP)	Epecuén (LE)	37°08 20"/62°5659	91 msnm
	Paraguaya (LP)	37°06 27"/62°46 55	97 msnm
	de La Sal (LS)	37°20 22/63°0543"	99 msnm
Escarpa de la Planicie Periserrana (EPP)	Camino Rivera (CR)	37°12'12"/62°51'48"	139 msnm
Planicie Periserrana (PPS)	Calle Moreno (CM)	37°14 20"/62°49 11"	162 msnm

Tabla 5.1 Localización de los perfiles y su vinculación con las unidades geomorfológicas.

5.2.2 Perfiles y unidades reconocidas en el Paleovalle Poligenético (PVP)

En esta unidad geomorfológica, más precisamente dentro de los elementos geomorfológicos de los bajos sin salida, se puede observar una sucesión conformada por dos unidades pedosedimentarias: una basal, que denominamos unidad pedosedimentaria basal castaño rojiza (UPBCR) de hasta 3 metros de espesor y una unidad pedosedimentaria superior castaño amarillenta (UPSCA) que yace en para-concordancia. Esta última aflora con un espesor de hasta 4 metros en la laguna La Paraguaya y en forma saltuaria en pequeñas exposiciones relictuales de menos de 1 metro en el lago Epecuén. Esta última unidad no se reconoció en la laguna de la Sal.

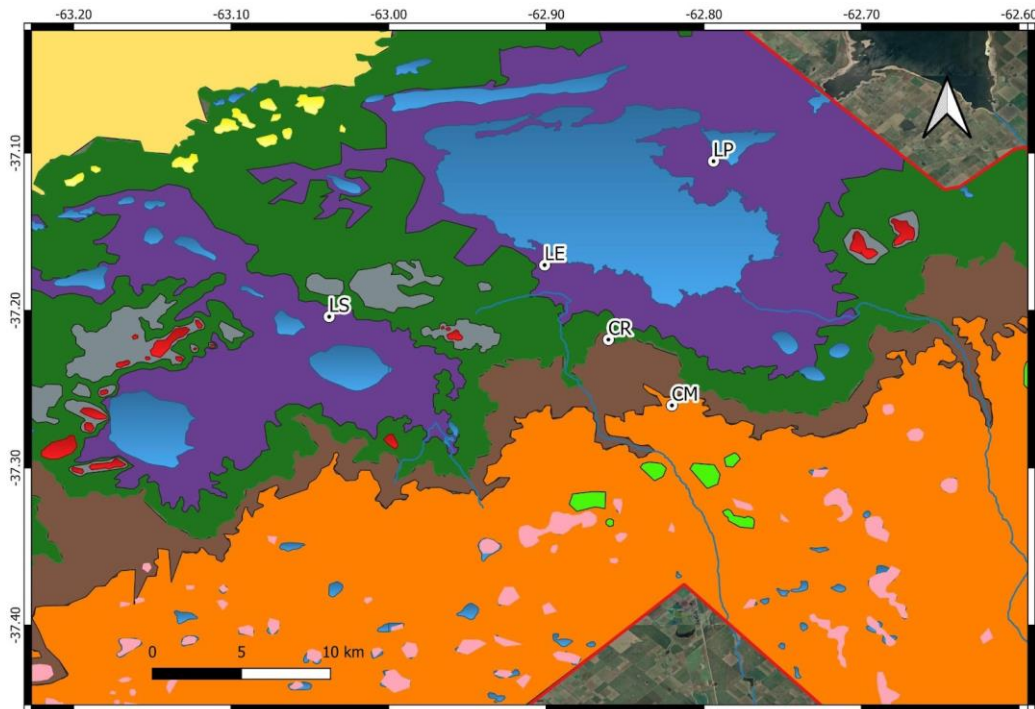


Figura 5.2. Ubicación de los cinco perfiles principales de este trabajo y su relación con su posición espacial relacionada con las unidades geomorfológicas vinculadas en la Tabla 5.1.

5.2.2.1. Perfiles sobre el Lago Epecuén

Se realizaron varios perfiles en campos que costean al lago siendo los afloramientos de escaso espesor, no superando éstos los dos metros; allí se encuentra la **unidad pedosedimentaria basal castaña rojiza (UPBCR) (5YR 7/2)** y por encima en paraconcordancia la **unidad pedosedimentaria castaño amarillenta (UPSCA) (7,5 YR 6/2)**. En todas las ocasiones se encontró una gran cantidad de restos fósiles (Ver Capítulo 6). Se destacan las estructuras biogénicas, fundamentalmente la presencia de paleocuevas generadas por vertebrados y sus rellenos (crotovinas) (Fig. 5.3). También son frecuentes las icnitas, tanto de invertebrados como de vertebrados.

5.2.2.2 Unidad Pedosedimentaria Basal Castaño Rojiza (UPBCR)

Esta unidad es la de mayor representatividad en toda la planicie del Paleovalle Poligenético. Tiene continuidad en esta unidad geomorfológica a lo ancho del partido y se desarrolla también en todo el ámbito de las Encadenadas, pasando por la laguna del Venado, Guaminí y Alsina (Block *et al.*, 2023). También aflora en bajos en la provincia de la Pampa, como en Salinas de Hidalgo, Laguna Utracán y Guatraché (Zárate *com pers.*). Es la unidad sedimentaria a la cual probablemente, intuyo, el Dr. Rosendo Pascual

en la década de 1960 se basó para asignar el nombre de Fm Epecuén, y la ubicó en la edad mamífero Huayqueriense.

En términos generales el aspecto de los depósitos a escala de afloramiento es homogéneo (masivo). Es raro visualizar estratificaciones u otras estructuras sedimentarias. A su vez los afloramientos son de poco espesor no superando los 2 metros; de hecho, uno “camina” sobre la formación en la plataforma de abrasión costera del Lago. Desde el punto de vista sedimentológico está representada por sedimentos limo-arcillosos semiconsolidados de color castaño rojizo. Se trata de sedimentitas pedogenizadas y fuertemente bioturbadas por la actividad de organismos en todas las escalas: desde pequeños invertebrados hasta mamíferos cavadores. La presencia de crotovinas es un rasgo conspicuo y se reconocen en todas las exposiciones y con variada morfología de acuerdo al plano de corte de la superficie al interceptarlas (Fig. 5.3).

La calcretización de esta unidad está ligada a las estructuras de bioturbación. Las mismas presentan un endurecimiento mayor y sobresalen en muchos casos con respecto a las sedimentitas del perfil dada su mayor resistencia a la erosión. Es el caso de crotovinas, rizoconcreciones, y estructuras orgánicas indeterminadas aún.

Se recuperaron gran cantidad de restos fósiles en esta unidad. Nuestro grupo de trabajo ha encontrado hasta el momento restos fósiles de dasipodios, gliptodontes, carpinchos (Capítulo 6).

Otro rasgo conspicuo de la unidad son unas estructuras longitudinales indeterminadas que podrían ser asignadas a diques clásticos, evidenciando deformación producto de actividad tectónica, (Folguera y Zarate, 2011) (Fig. 5.3 E).

Es común también encontrar tierras cocidas en la unidad, supuesta evidencia de impactos meteoríticos (Fig. 5.3 F).

Los registros paleomagnéticos han dado polaridad normal para esta unidad (Block *et al.*, 2023).

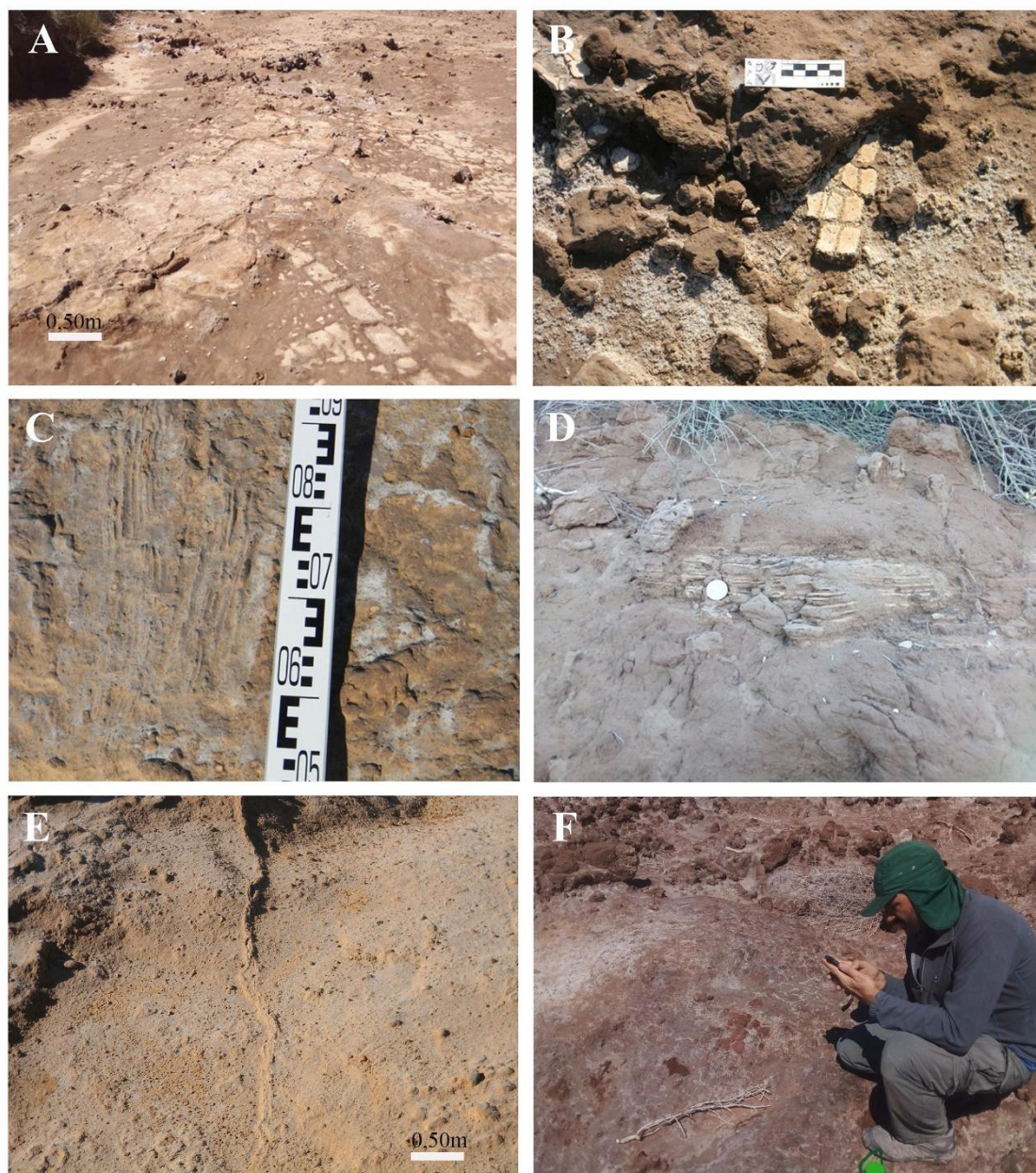


Figura 5.3. Lámina de la UPBCR en el Lago Epecuén. A) Estructuras Crotonianas en planta. B) Fósiles C) Rasguños de Vertebrados, foto en planta D) Relleno crotoniano laminado. E) Diques clásticos F) Tierras cocidas

5.2.2.3 Unidad Pedosedimentaria Superior Castaño Amarillenta (UPSCA)

En el lago Epecuén aflora en pequeños montículos relícticos de escasa continuidad lateral y pobre desarrollo vertical menos de 1 m de espesor, (Fig. 5.4). Está representada por un material limo-arcilloso con estructura pedal en bloques prismáticos (peds). La

polaridad magnética de estos sedimentos dio reversa. Se recuperó como contenido fósil al ungulado *Tramacylus impresus*.



Figura 5.4. Afloramiento relictual de la UPSCA en el Lago Epecuén, se destaca la estructura en peds.

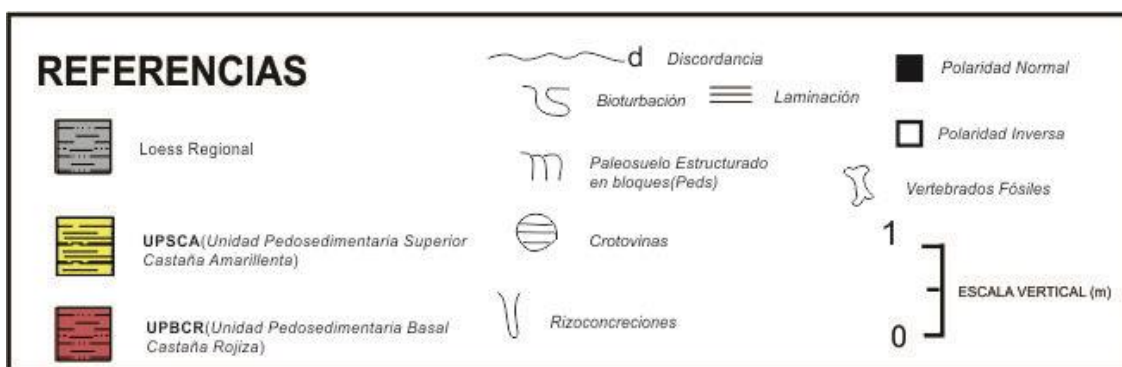
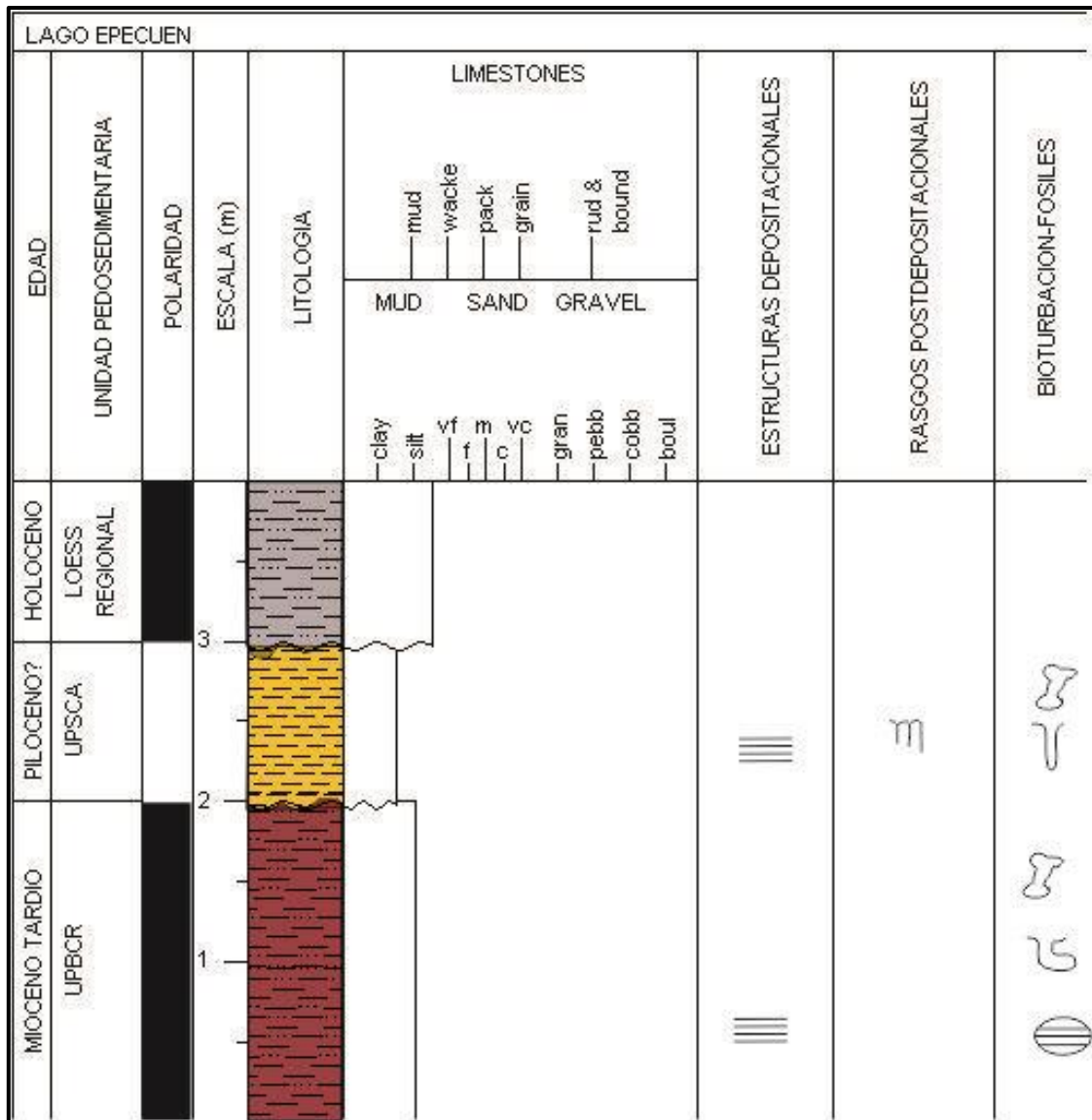


Figura 5.5. Perfil estratigráfico en el Lago Epecuén.

5.2.2.4 Perfil Laguna de la Sal

En este sector los depósitos no muestran estructuras sedimentarias mecánicas. El aspecto de las sedimentitas es masivo, muy homogéneo, apedal, (Fig. 5.6). Se destaca también la presencia de crotovinas con morfologías similares a las encontradas en toda la UPBCR. Lo más destacado de este perfil lo conforman un grupo de estructuras indeterminadas de morfología orgánica posteriormente carbonatadas. También se destaca la cantidad de tierras cocidas que presenta la unidad. La polaridad de la unidad dio normal (Figura 5.7).



Figura 5.6. Vista de una barranca en la Laguna de la Sal. Se está realizando el muestreo paleomagnético. Se destaca el aspecto homogéneo de la unidad.



Figura 5.7. A) Fotografía de las estructuras de bioturbación carbonatadas. B) Imagen de Tierras cocidas muy abundantes en Laguna de la Sal.

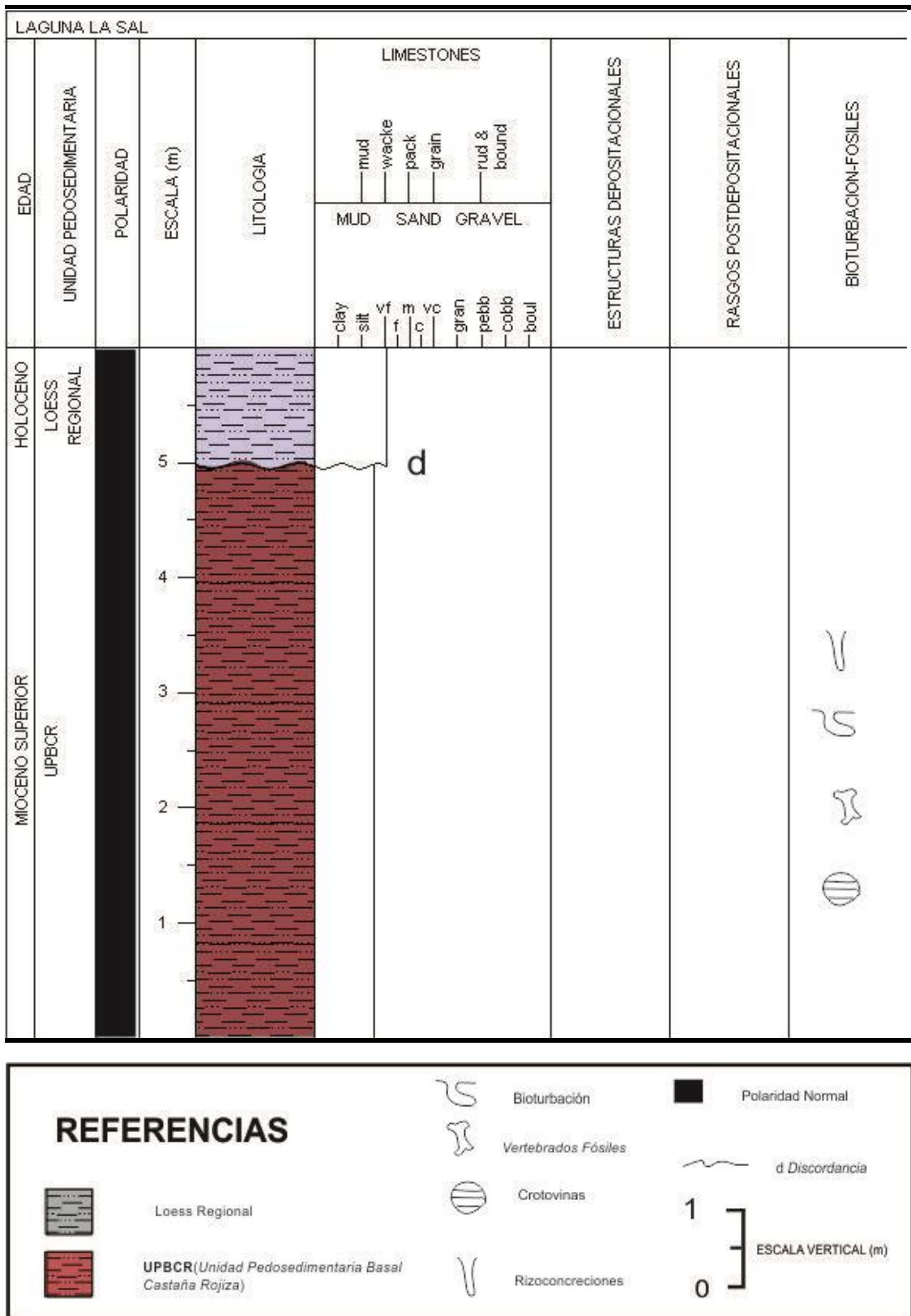


Figura 5.8. Perfil estratigráfico en Laguna de la Sal

5.2.2.5 Perfil Laguna La Paraguaya

En este perfil se pueden distinguir la **UPBCR** con las características que le son comunes y que ya fueron descritas en la sección 5.2.2.2, tanto en el lago Epecuén como en Laguna de la Sal; sin embargo, en este caso, en algunos sectores fue posible visualizar estructuras sedimentarias, alternancia de estratos delgados y laminas correspondientes a depositación subácea tractiva y suspensiva respectivamente, (Fig. 5.10). También se encontraron abundantes estructuras orgánicas carbonatadas. Estas, al ser más resistentes a la erosión que los sedimentos que las alojan, sobresalen del paisaje en las plataformas de abrasión de las lagunas actuales (Fig. 6.4.B).

Se presenta en este perfil la **UPSCA** con su mayor desarrollo, llegando a los 4 metros de potencia. Aquí se pudo comprobar la existencia de estructuras sedimentarias siendo recurrente las laminaciones alternantes de arenas y pelitas, típicas de planicies fluviales distales. A esta estructuración primaria de la sedimentación se le superponen rasgos pedogenéticos como la estructura en bloques prismáticos. La unidad presenta abundantes rizoconcreciones las cuales son de composición dolomítica (Ver capítulo 6).



Figura 5.9. Fotografía de una barranca con las unidades que afloran en la Laguna La Paraguaya.



Figura 5.10. A) Fotografía de detalle se muestran estructuras sedimentarias en las UPBCR B) Laminación heterolítica en la UPSCA.

5.2.3 Perfiles y unidades reconocidas en la Escarpa de la Planicie Periserrana (EPPS)

5.2.3.1. Perfil Camino Rivera

En esta unidad geomorfológica que presenta morfología longitudinal de orientación SO-NE. aparecen lomadas de considerable magnitud y se pueden visualizar en cortes de camino perfiles de hasta 6 metros de espesor; la traza de esta unidad geomorfológica elongada coincide con el de la ruta 60.

El perfil más representativo fue denominado Camino Rivera (Tabla 5.1). Allí se pueden observar en la base sedimentos Neógenos y por encima mediando una discordancia erosiva de importante magnitud, el loess regional del Pleistoceno tardío-Holoceno.

Los sedimentos Neógenos conforman dos unidades pedosedimentarias. En la base afloran limos arenosos con importante cementación calcárea y en los sectores que quedaron libres de cementación se reconocen estructura de suelos, pedos subangulosos. Esta unidad se denominó Unidad Pedosedimentaria Basal Cementada (**UPBC**) que presenta un color grisáceo rosado (5YR 7/2) y posee un espesor de 2 metros (Fig. 5.12). Se hallaron aquí crotonas de pequeñas dimensiones. La polaridad magnética resultó normal. Las exploraciones paleontológicas reportaron la presencia de restos fósiles de lagostominos (*Pedotarium bonerensis*).

Por encima, sin un límite muy definido, se continúan depósitos también asignables a paleosuelos, pero sin cementación penetrativa evidente y de coloración castaño oscuro (7,5 YR 3/2); la misma presenta una cementación carbonática en los planos de los pedos subangulares y gran cantidad de rizolitos, algunos de gran tamaño evidenciando el gran porte de las plantas vasculares. A esta unidad la denominamos Unidad Pedosedimentaria Superior (**UPS**). La polaridad magnética de la misma dio inversa, (Fig. 5.13).

Los perfiles rematan con limos arenosos grises del Pleistoceno tardío -Holoceno (manto de loess regional), mediando una discordancia erosiva de considerable magnitud, lo que evidencia la magnitud de los procesos erosivos en este sector, teniendo probablemente el accionar erosivo fluvial una mayor impronta en este sector de pendientes.



Figura 5.12. Fotografía de un corte que denominamos Camino Rivera.

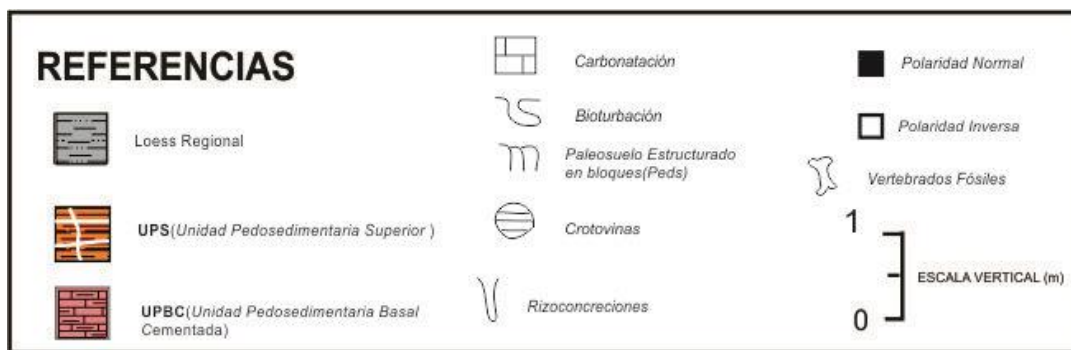
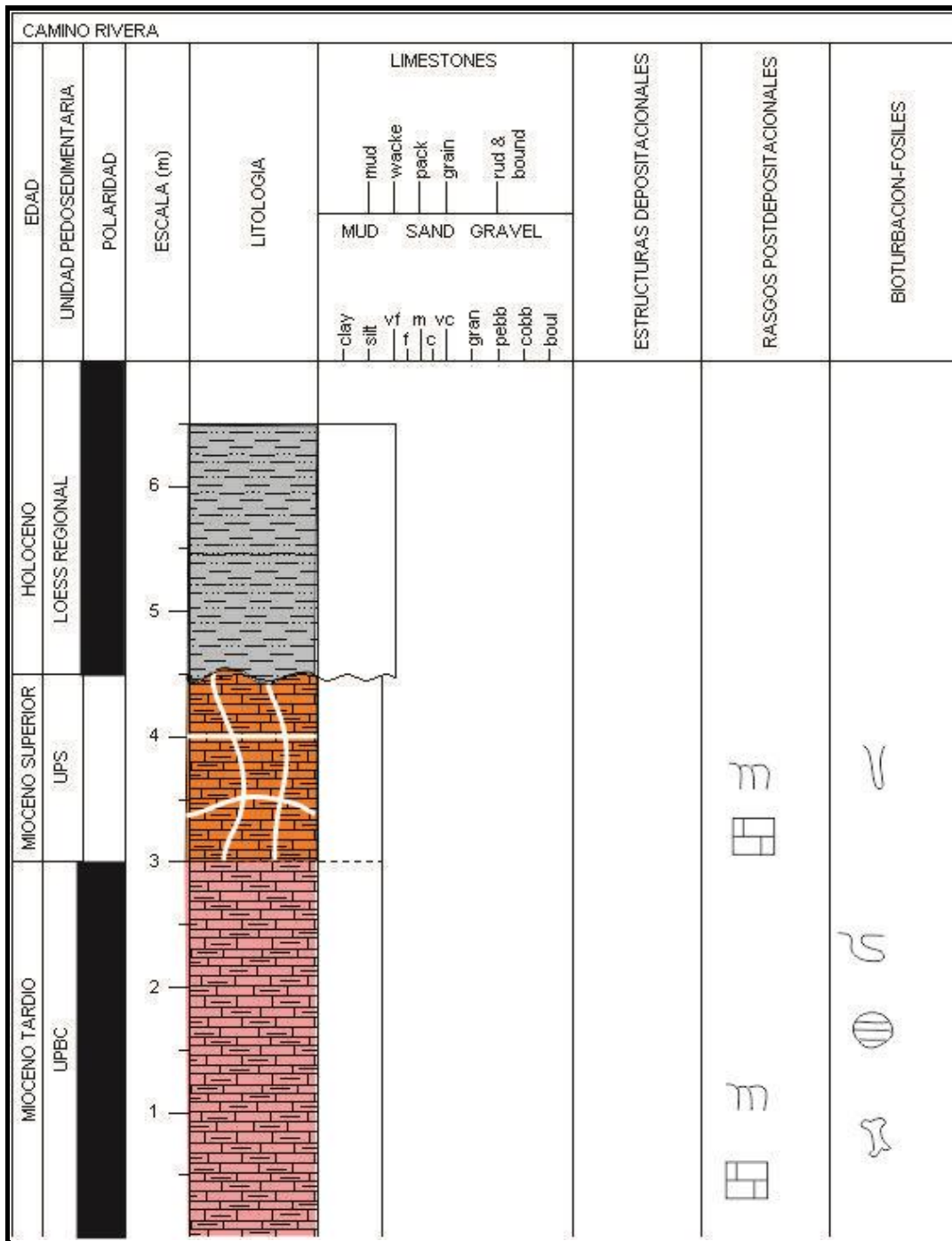


Figura 5.13. Perfil estratigráfico Camino Rivera.

5.2.4 Perfiles y unidades reconocidas en la Planicie Periserrana (PPS)

5.2.4.1 Perfil Calle Moreno

El perfil Calle Moreno se ubica dentro de la unidad geomorfológica PPS. Se pudo reconocer en la base de la sucesión la unidad UPS. Esta unidad presenta, en un sector de la transecta, una importante discordancia erosiva (paleocárcavas), (Fig. 5.14) sobre la que yace un paraconglomerado de 2 metros de espesor, muy carbonatado y muestra un pasaje lateral a una costra calcárea o calcreta. Por encima de la calcreta y del paraconglomerado y mediante una discontinuidad litológica suprayace la carpeta eólica del loess regional.



Figura 5.14. Vista del perfil Calle moreno se observa la UPS y un paraconglomerado que lo corta de forma discordante. Lateralmente este último conforma una calcreta.

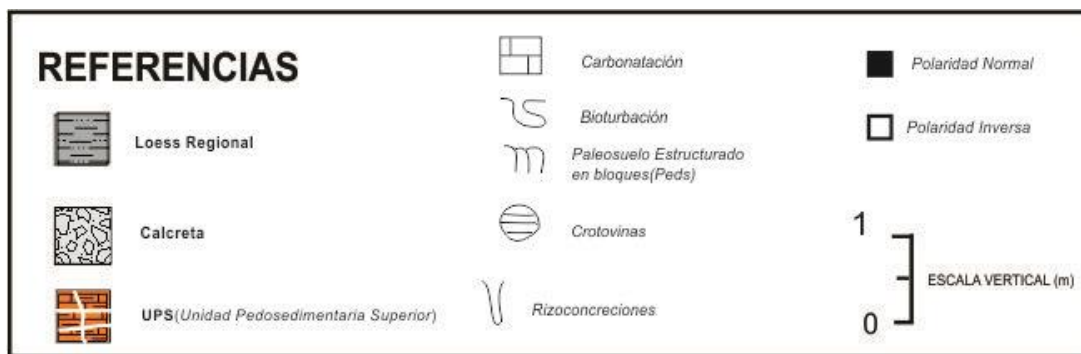
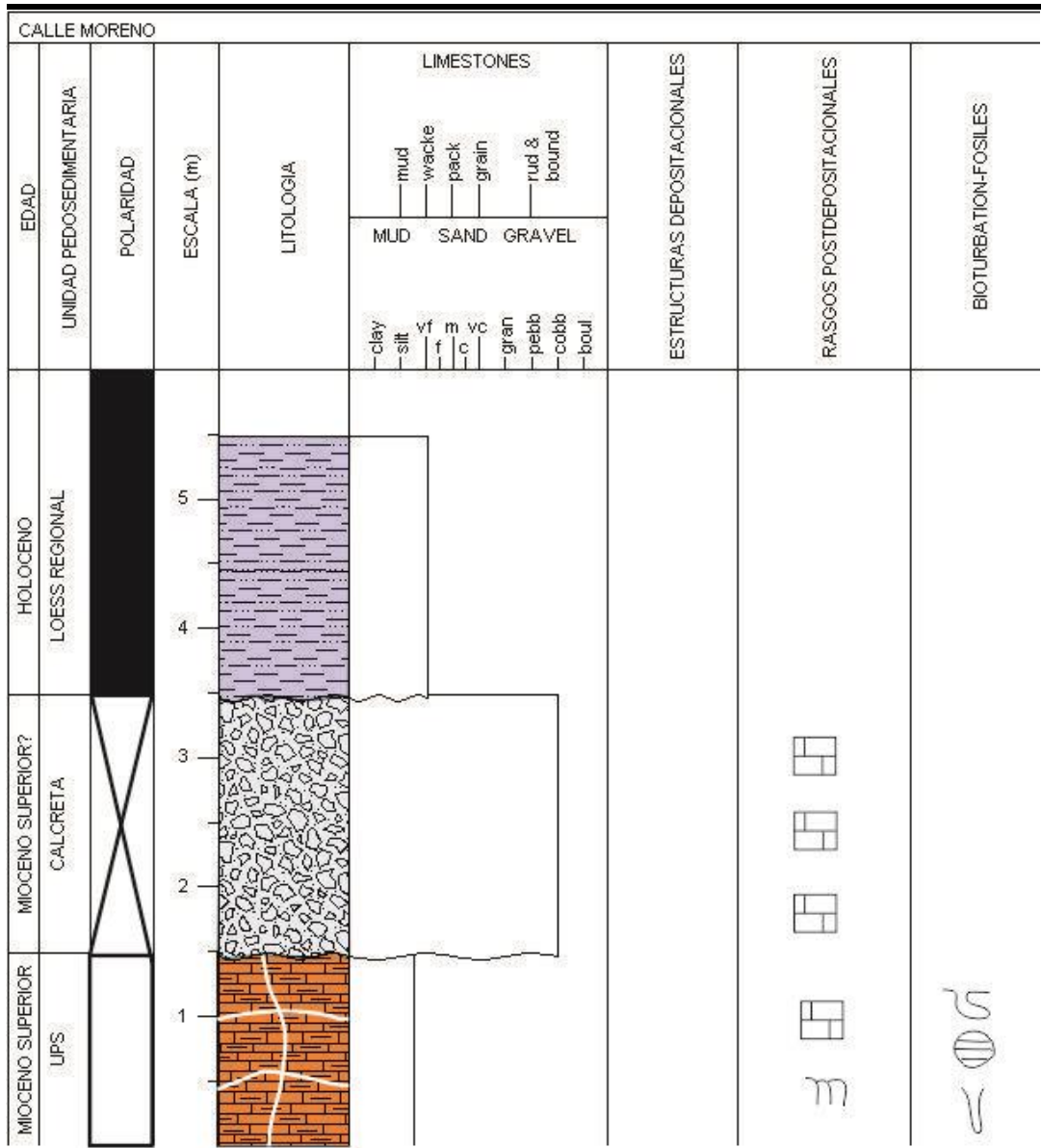


Figura 5.15: Perfil estratigráfico Calle Moreno en la PPS.

5.2.5 Perfiles Integrados

Se presentan imágenes y mapas sintéticos de los resultados obtenidos en los trabajos de campo.

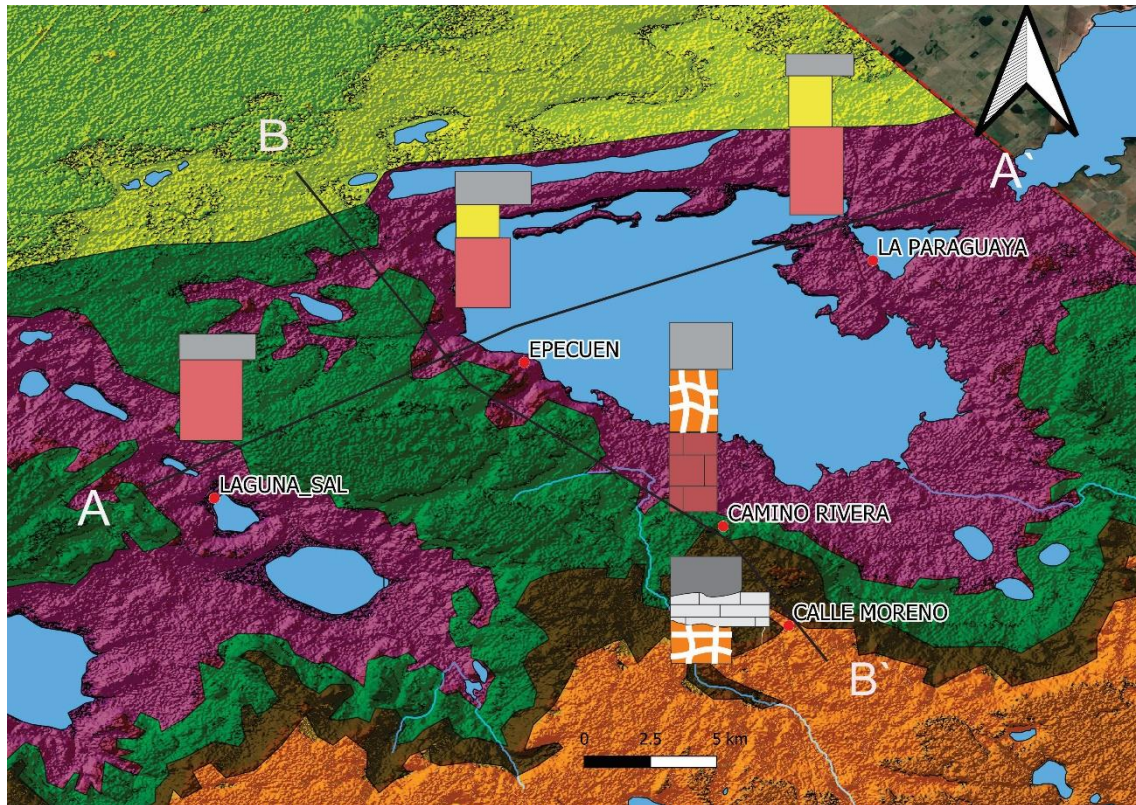


Figura 5.17. Imagen que muestra sintéticamente el desarrollo de los perfiles en cada unidad geomorfológica y las unidades pedosedimentarias reconocidas.

Se puede reconocer a partir de los perfiles estudiados que en cada unidad geomorfológica afloran unidades pedosedimentarias singulares. En este sentido en la unidad geomorfológica Paleovalle Poligenético afloran dos unidades pedosedimentarias dentro de los bajos sin salida: la Unidad Pedosedimentaria Basal Castaño Rojiza **UPBCR** y en paraconcordancia la Unidad Pedosedimentaria Superior Castaña Amarillenta **UPSCA**. Por otro lado, en las unidades vinculadas con el piedemonte serrano EPPS y PPS afloran la UPBC y la UPS. Los análisis paleomagnéticos han contribuido a realizar magnetocorrelaciones entre las unidades. En todos los perfiles coronan las sucesiones el manto de loess regional del Pleistoceno tardío- Holoceno.

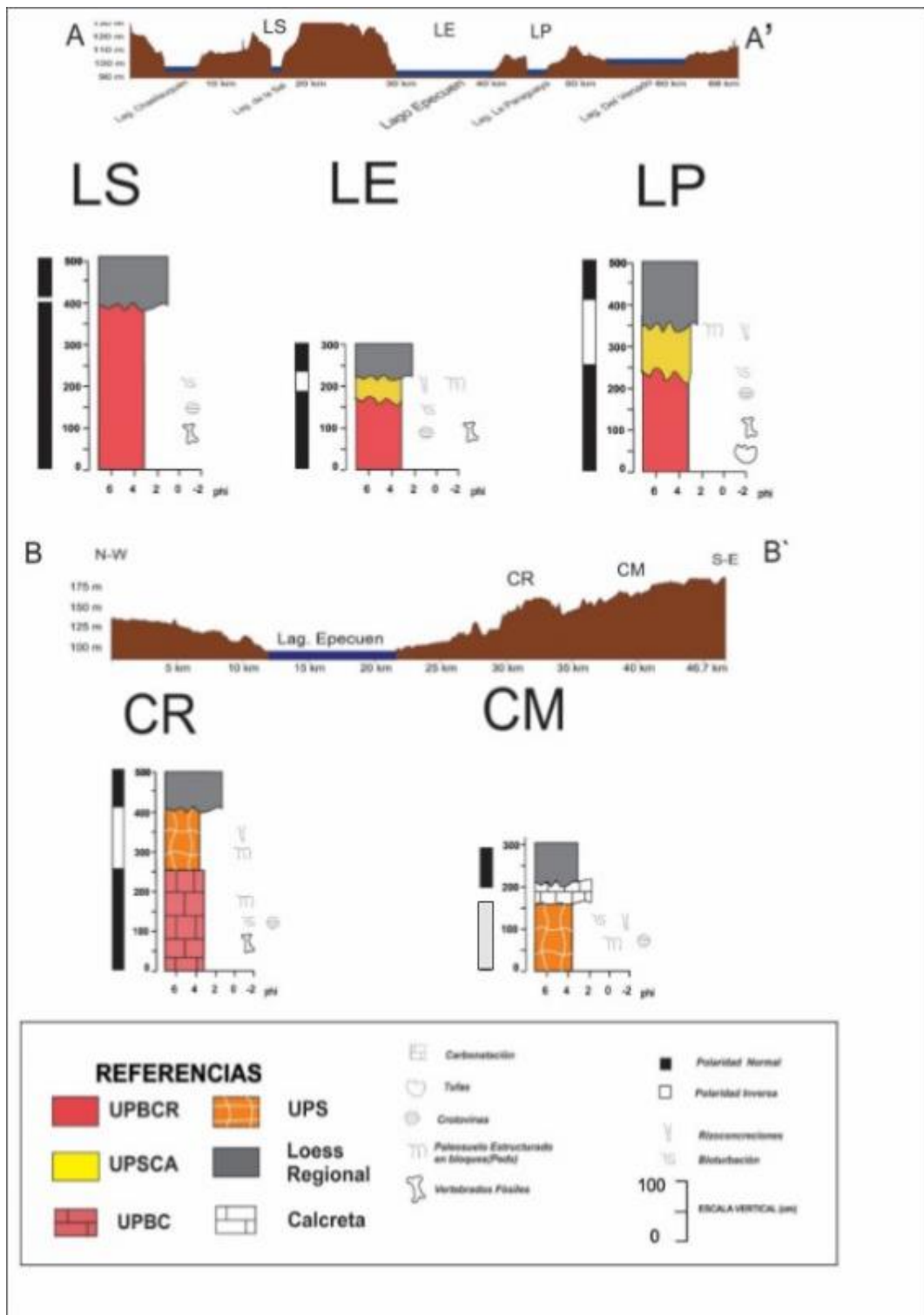


Figura 5.18. Imagen que integra la información recabada en los perfiles examinados. Se vinculan las unidades pedosedimentarias con su ubicación espacial representada en los perfiles topográficos A-A' dentro del PVP y B-B' transversal al piedemonte serrano.

CAPÍTULO 6

TEXTURA Y COMPOSICIÓN DE LAS UNIDADES PEDOSESEDIMENTARIAS

6.1 Introducción

6.1.1 Antecedentes texturales y mineralógicos de la Formación Cerro Azul

Los análisis granulométricos y composicional-mineralógicos de la Formación Cerro Azul (FCA) son escasos en la literatura “ad hoc”. Si bien se ha puesto enfoque en la caracterización litológica de estas sedimentitas, mayormente loésica a nivel macroscópico, los estudios petrográficos no son frecuentes. Probablemente el origen de tal fenómeno sea la dificultad en la realización de los preparados de corte delgado en los laboratorios de petrotomía, siendo la consistencia de las sedimentitas el factor limitante. El grado de consolidación promedio en general no es muy grande (salvo las que se presentan intensos procesos de cementación carbonática). A su vez, cuando se las quiere estudiar por la técnica de grano suelto, es muy difícil lograr la separación de los clastos, y cuando esto se logra los mismos presentan intensas pátinas (mayormente de óxidos) que impiden la identificación mineral. Por lo tanto, para abordar su estudio se necesita resinar la muestra (impregnación) para lograr la dureza necesaria para poder realizar un corte a 30 μm para la obtención de una lámina delgada.

Visconti (2007) describe la granulometría y composición mineralógica de las limolitas y areniscas finas de la FCA en provincia de La Pampa. Las clasificó granulométricamente según Folk *et al.* (1970) como areniscas muy finas limosas y limolitas arenosas. Para la autora, composicionalmente corresponden a wackes líticas según la clasificación de Dott, (1964) modificada por Pettijohn *et al.* (1972, 1987) o litoarenita feldespática según Folk *et al.*, (1970). Para la segunda litología más característica de la Formación Cerro Azul y perteneciente a las facies finas las clasificó como limolitas arcillo arenosas. En tanto para las areniscas medianas y gruesas, que son poco abundantes dentro de la FCA, de acuerdo a la textura y composición fueron clasificadas por ella como wackes líticos (en el sentido de Dott, 1964), modificado de Pettijohn *et al.* (1972) o como litoarenitas feldespáticas en el sentido de Folk *et al.* (1970).

En cuanto a la composición de los clastos de éstas últimas determina que el 64 % son fragmentos líticos de los cuales el 26 % son volcánicos (basaltos) y 25 % de vidrio volcánico; además de reconocer presencia de piroxenos (augita), anfíboles (hornblenda y lamprobolita), micas, opacos, alteritas. Los feldespatos representan un 13% con

predominancia de plagioclasas. El cuarzo ocupa un 22%. La presencia de vidrio volcánico, denota un origen inequívoco de una fuente piroclástica mesosilícica a ácida cercana dominante. Sobre la base de la relación Plagioclasa/Feldespatos potásico la autora indica un origen de arco volcánico (Scasso y Limarino, 1997).

Folguera *et al.* (2015) describieron al microscopio, en las sedimentitas clasificadas como limolitas, limolitas arenosas y areniscas limosas muy finas castaño rojizas de la FCA, la presencia de clastos, en su mayoría prismáticos, dispuestos en un empaquetamiento abierto y donde el contacto entre clastos es flotante. La fracción clástica reconocida (50 %) tiene un tamaño promedio de 0,2 mm y está compuesta por cuarzo, plagioclasa, anfíbol, piroxeno, minerales opacos, biotita, vidrio volcánico incoloro y litoclastos de pastas volcánicas intermedias a básicas y de rocas sedimentarias y metamórficas. También refirieron la presencia de una matriz limosa con gran contenido de arcillas y con cemento carbonático muy abundante.

Para la FCA en el ámbito de Chasicó se determinó una composición mayoritaria de material volcánico-piroclástico (este último primario y reelaborado). Granos de basalto y rocas andesíticas representan los litoclastos más abundantes, con porcentajes alrededor del 40%. Plagioclasas oligoclasa-andesina (principalmente zonadas) comprenden alrededor del 25 % y entre un 15 y 20 % la presencia de vidrio volcánico. La asociación mineral del lote de minerales livianos también incluye 10% de feldespatos potásico, hasta 5 % de cuarzo y 2 % de fragmentos de roca sedimentaria y piroclastos mixtos. Los minerales pesados representan sólo entre el 2 y 3 %, e incluyen hornblenda, augita, biotita y opacos, en orden de abundancia decreciente. En general los granos presentan alteración parcial a sericita o carbonato como reemplazo. Los fragmentos de vidrio volcánico se encuentran desvitrificados en agregados microcristalinos afaníticos o muestran características de disolución, (Zárate *et al.*, 2007).

6.2 Petrografía de las Unidades Pedosedimentarias

El estudio de la FCA en el Partido de Adolfo Alsina, representada casi en su totalidad por sucesiones sedimentarias que han sido afectadas por varios ciclos pedogenéticos superpuestos, se debió encarar a través de la micromorfología de suelos. En este sentido, se descartó la realización de análisis con el enfoque de petrografía sedimentaria, ya que no estaría reflejando las características o dinámica de el/los agentes

de depositación sino el resultado de las múltiples modificaciones de la diagénesis temprana.

La valoración textural y composicional se realizó a partir del análisis petrográfico de los constituyentes clásticos de la fracción gruesa, arenosa a limosa gruesa (esqueleto).

Los estudios de las microfábricas identificadas, serán valorados durante el análisis micromorfológico (Capítulo 7) y los procesos de bioturbación y carbonatación (Capítulo 8), como parte de procesos postdeposicionales que poseen los materiales neógenos en nuestra zona de estudio.

6.3 Resultados

La valoración de los resultados del estudio textural de los componentes más gruesos de las unidades pedosedimentarias, permitió discriminar tres grandes grupos, a saber:

- 1) **Granulometrías finas.** Se identificaron en los materiales que se encuentran en la unidad geomorfológica de los bajos sin salida, que comprenden la UPBCR y la UPSCA y se corresponden con arenas finas, limos, arcillitas.
- 2) **Granulometrías arenosas.** Estas se reconocen en los materiales que conforman las divisorias de los bajos sin salida, cerros relictos, como así los materiales de la unidad EPPS y PPS. Presentan mayormente al microscopio petrográfico texturas arenosas y microagregados de suelo relictos.
- 3) **Granulometrías gruesas conglomerádicas,** reconocidas a medida que nos adentramos en el ámbito serrano empiezan a visualizarse, tal el caso del Perfil Calle Moreno, que ha sido descripto macroscópicamente en el Capítulo 5.

De estos grupos texturales en este capítulo se describen al microscopio petrográfico el **grupo 2**. Unidades de la PPS y EPPS, además de cerros relictos compuestos de material neógeno que separan los bajos sin salida del Paleovalle poligenético. De ellas se enfatiza en la descripción de las características mineralógicas de la fracción arenosa clástica.

6.3.1 Textura y composición mineralógica de la fracción arenosa esquelética

La fracción arenosa de las unidades está ligada a la depositación primaria de los sedimentos y por ello da cuenta de la fuente de proveniencia del material detrítico. Se

reconocieron como constituyentes del esqueleto de las unidades, clastos tamaño arena muy fina a limo grueso. Los tamaños máximos rondan las 150 μm y los mínimos 40 μm . Las muestras poseen un porcentaje de “matriz” superior en todos los casos al 15 %. En este sentido desde el punto de vista de la petrografía sedimentaria se clasificarían como *wackes*, sin embargo, el análisis de la “matriz”, que en este caso no sería primaria (ortomatriz) sino epimatriz según Dickinson, 1970, (plasma pues se trata de paleosuelos), será considerado en los apartados de procesos postdeposicionales.

La mayoría de los clastos son subredondeados a angulosos. Se destacan de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y cuarzo policristalino, ambos se presentan en muchos casos fracturados (Fig. 6.2). Los policristalinos también presentan bordes crenulados evidencia de stress mecánico. Las plagioclasas son los minerales más abundantes, en general euhedrales, se encuentran mayormente alteradas, con pátinas de arcilla. Se presentan frecuentemente con macla polisintética y algunas presentan zonación (Fig. 6.1 F). Entre los feldespatos se registraron microclinos (Fig. 6.1 G y H). Se destaca entre los anfíboles la presencia de hornblenda. Hay poca proporción de líticos volcánicos (algunos clastos de basaltos desferrizados), (Fig. 6.2 E). Las trizas vítreas son abundantes, con morfologías elongadas, en algunas ocasiones se encuentran principalmente alteradas en la pared entre canales y/o en la pared de canales (Fig. 6.4). Hay cierta alta proporción de alteritas o clastos de difícil asignación mineral. También se encuentran algunos minerales opacos.

Desde el punto de vista de la composición del análisis modal de los granos detríticos de arena se ha seguido el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Utilizando el triángulo clasificatorio QFL propuesto por Folk 1970, las muestras arenosas estudiadas en este trabajo se clasificarían como Feldarenitas Líticas y Litoarenitas feldespáticas.

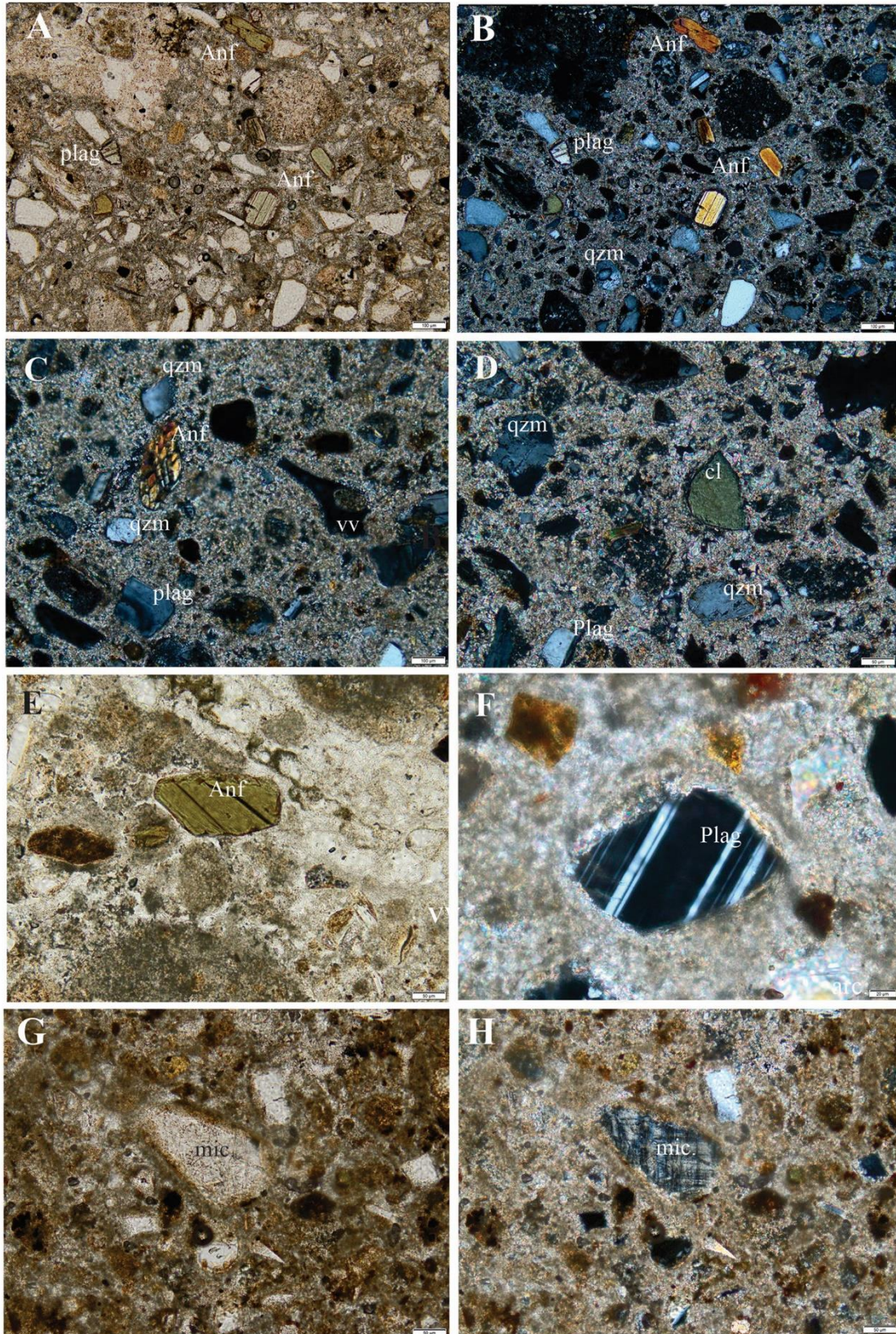


Figura 6.1 Minerales abundantes a frecuentes reconocidos. Imágenes s/n y c/n.:
 Anfiboles (anf) en A, B, C y F; Clorita (cl) en D; Plagioclasa (plag) en A, B, C y D; Microclino
 (mic.) en G y H; Cuarzo metamórfico (Qzm) en A, B C y D.

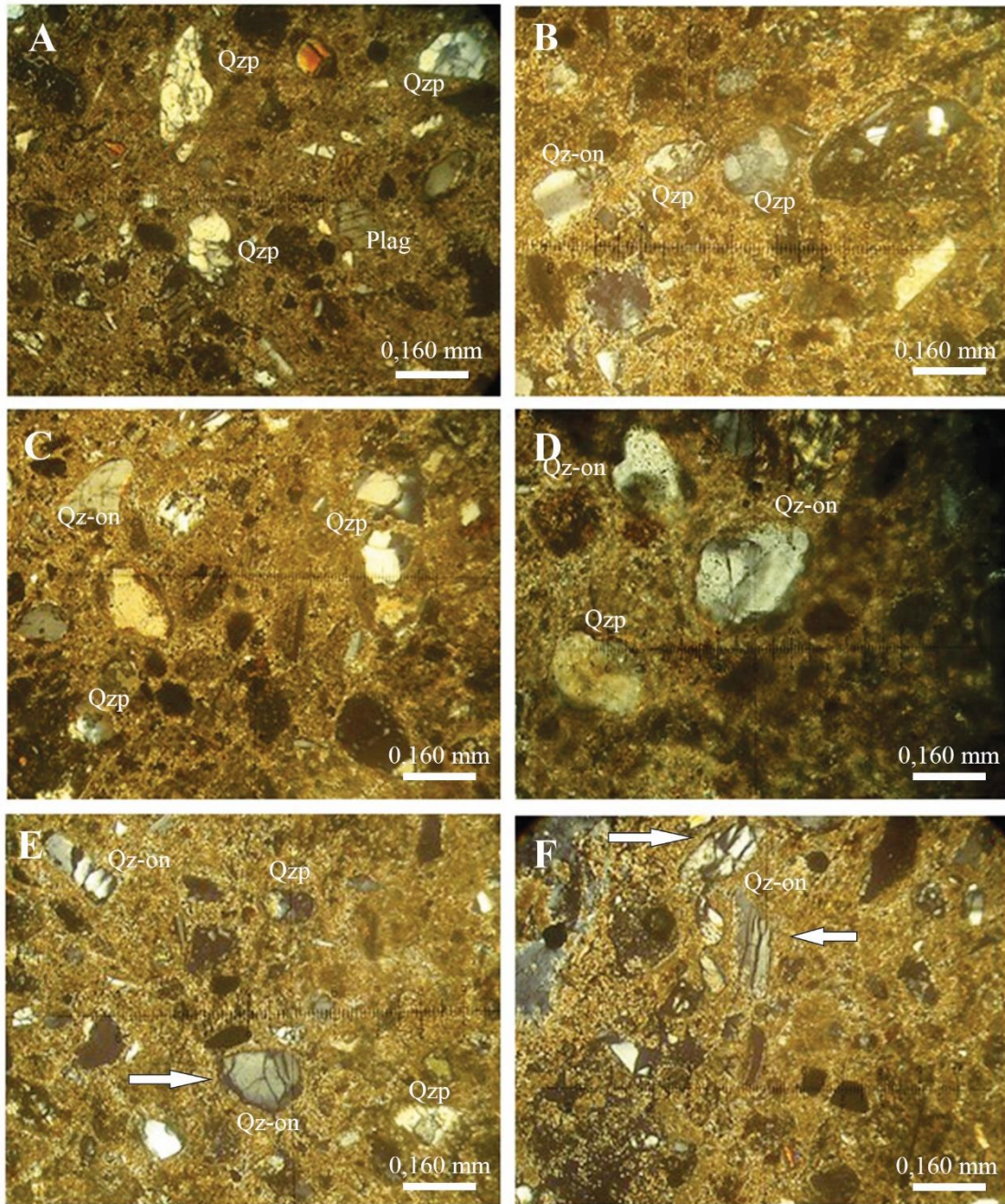


Figura 6.2 Imagen microfotográfica de cuarzos deformados, monocristalinos con extensión ondulosa (Qz-on) y policristalinos con suturas (Qzp), algunos Qz-on fracturados (flecha en E y F).

6.4 Algunas consideraciones sobre la presencia de “Intraclastos” de variado tamaño

En la contribución de Linares *et al.*, (1980) se citan las características litológicas de la FCA descrita por Llambias (1975) y mencionan, que este autor, reconoció en todos los limos arenosos aflorantes de la FCA la presencia frecuente de clastos de arcilla rojiza del tamaño de una nuez y de disposición horizontal. También Lorenzo *et al.* (2013) señalan la existencia de intraclastos de sedimentos pelíticos en algunas litofacies limo arenosas y de arena fina limosa de la Formación. Asimismo, Visconti *et al.* (2010) cita para varios niveles de la FCA, en especial en niveles areno limosos, la presencia de litoclastos pelíticos y de fragmentos de suelos. Por su parte, Folguera *et al.* (2015) describen en la base de cada banco, reconocidos en una sucesión monótona y estratocreciente de la FCA, clastos muy friables que refieren a fragmentos del paleosuelo perteneciente al nivel inmediatamente inferior y que habrían sido incorporados por flujos. Estos fragmentos de paleosuelos son asociados con los términos pedolitos o edafolitos utilizados por Andreis (1981).

En este sentido, es Erhart, (1967) el que acuña el termino **pedolito**, para referirse a la existencia de sedimentos particulares cuyos materiales proceden en mayor o menor medida de paleosuelos o de varias formaciones paleopédicas reelaboradas durante la rexiastasia, que ya no tienen la apariencia ni la constitución física de un suelo, y sirven simplemente como rocas generadoras de suelos engendrados por el clima y la vegetación posterior. Por su parte, Retallak (2001) lo refiere como el término usado en la ciencia del suelo para un suelo redepositado. Por lo que se desprende, que un pedolito **es un depósito** y no un clasto de suelo (*soil clast*) o fragmento de suelo. Por lo tanto, nosotros proponemos el término **pedoclasto o edafoclasto** para citar este tipo de intraclastos, en el mismo sentido que para los clastos líticos se utiliza el termino litoclasto como denominación sedimentológica.

Retallak (2005), clasifica los pedolitos de acuerdo a los diferentes tipos de fragmentos de paleosuelos que lo constituyen. Esta clasificación composicional de los pedolitos está basada en la naturaleza de los clastos de suelos, tomando prestada la terminología de la ciencia del suelo. Así menciona, entre otros tipos, los pedolitos óxidos (redepositación de termitarias y lateritas) pedolitos sépticos (redepositación de suelos arcillosos) pedolitos cálcicos (redepositación de caliches), pedolitos hísticos (retrabajo de carbones), etc.

Es importante citar la teoría de la bio-rexistasia planteada por Erhart (1956), donde la estabilidad de una vegetación más o menos espesa durante la biostasia, que conduce a suelos más o menos densos, alterna con la escasez o desaparición de la vegetación durante la rexistasia la que permitirá la erosión y reorganización del suelo. Conceptos que hay que tener en cuenta al momento de discutir el testimonio climático que pueden dar sedimentitas con **pedoclastos**. La rareza de éstos intraclastos pelíticos procedentes de suelos erosionados no es sorprendente, considerando su fragilidad física e inestabilidad química. Si el depósito está compuesto total o parcialmente por fragmentos de suelos muy débiles (agregados de suelos arcillosos) indicarán crisis importantes de erosión de los suelos previos. Retallak (2005) asocia la existencia de pedolitos con erosión y transporte por flujos de escombros de una escarpa de erosión.

Los pedoclastos, en definitiva, son unidades mecánicas producto de procesos de meteorización física y posterior movilización. Además de los mecanismos mencionados por Retallak (2005), consideramos que el agente eólico puede transportar estos fragmentos de suelos, talvez algo cementados, en la carga de lecho o tractiva (*creep*), conjuntamente con la subpoblación de saltación, en acumulaciones de corta distancia dada su mayor granulometría.

Resulta oportuno distinguir los pedoclastos de otros tipos de elementos, que si bien semejantes, no son unidades mecánicas de depositación, sino producto de procesos pedogenéticos. En este sentido se han discriminado en las unidades estudiadas microagregados relícticos y zonas sin cementación carbonática que conforman unidades discretas en la masa basal.

La distinción entre pedoclasto y microagregados relícticos en ocasiones resulta dificultoso. Sin embargo, rasgos como morfologías redondeadas a subredondeadas, bordes netos y en muchos casos con composición mineralógica diferente a la masa basal que lo aloja es indicativo de un pedoclasto.

En el caso de los microagregados relícticos y zonas aisladas de la cementación carbonática displasiva, que genera también unidades discretas, sin bordes definidos o irregulares en la bibliografía están citados como pedorelictos (Imbelone y Cumba, 2003).

El termino pedorelictico, pedo (suelo) relicto (residuo) propicia la inclusión de estos elementos, tanto los pedoclastos como microagregados bajo esta nomenclatura, si

bien son diferentes genéticamente. Por lo tanto, en este trabajo haremos uso del término **pedorelicto**, a pesar de lo expresado, para salvar diferencias descriptivas.

6.4.1 Textura y composición de los pedorelictos

El plasma de los pedorelictos se observa de coloraciones castañas sin nicoles cruzados, de textura fina, y al cruzarlos se comportan isótropos, de coloraciones negro oscuro; esta evidencia indicaría que están compuestos por arcillas no orientadas y material orgánico indiferenciado y materiales amorfos. Siendo su fábrica porfírica abierta, los clastos del esqueleto no están en contacto, por lo que en el proceso de pedoplasmación fue consistente. La composición de la fracción esquelética de los pedorelictos tiene una fuerte componente volcanoclástica siendo la presencia de vidrio volcánico un elemento destacado (Fig. 6.4). En muchos casos se presentan en las unidades pedorelictos con trizas vítreas de tamaño arena fina y con reborde micrítico peloidal, (Fig. 6.3.E). A su vez la fábrica-b (de birrefringencia) es estriada reticulada, lo que denota procesos típica de horizontes vérticos (Fig. 6.3 D, H). En muestras de la UPBCR en el PVP también se encontraron pedorelictos algunos similares a los descritos en los párrafos precedentes, aunque también se presentan de textura fina y coloraciones castañas (ver Fig. 7.4).

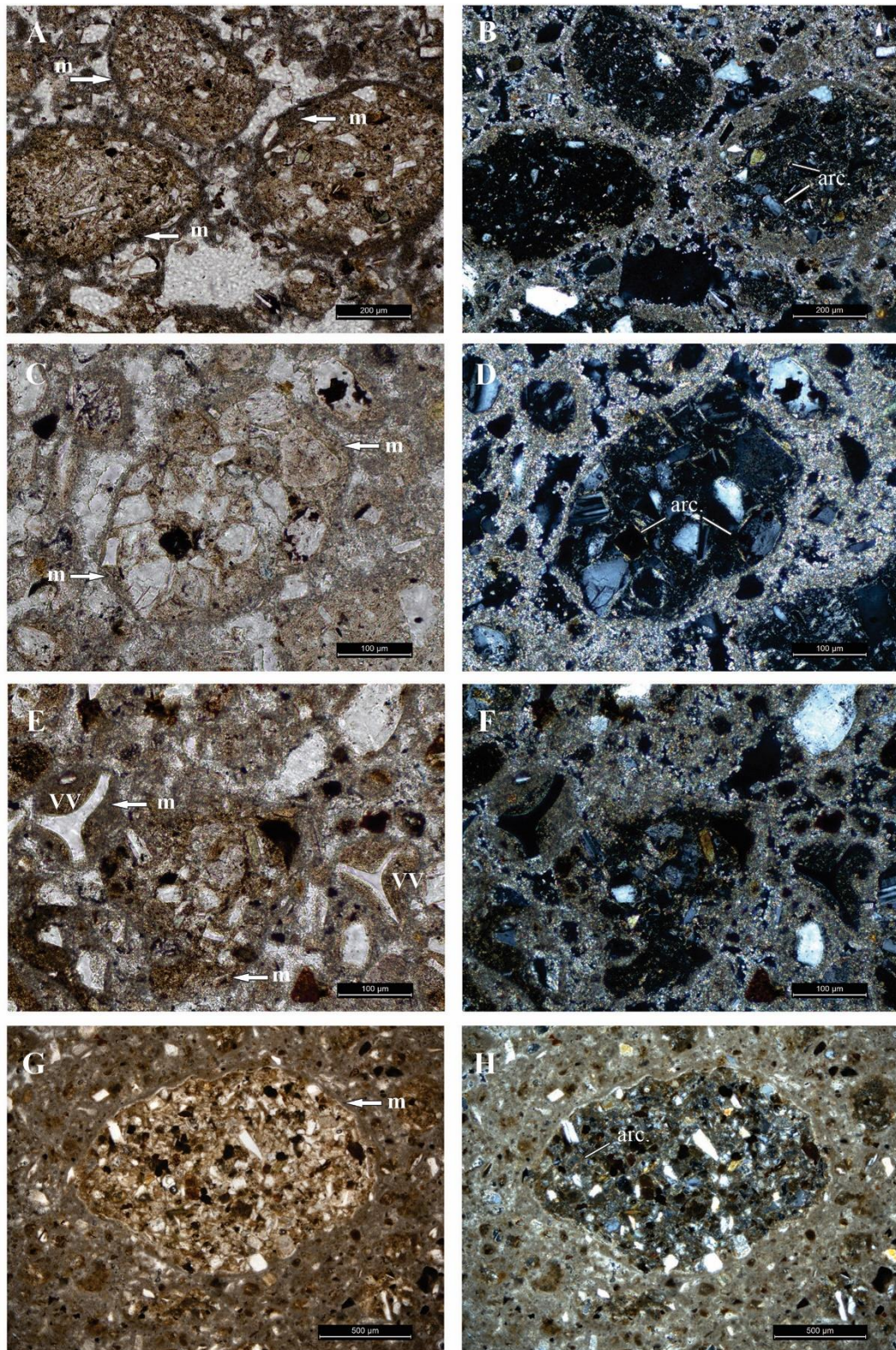


Figura 6.3. Pedorelictos. **A y B:** s/n y c/n bien redondeados con envoltura de micrita. **C y D:** s/n y c/n, la subesparita ha corroído; **E y F:** s/n y c/n varios fragmentos, dos redondeados con trizas vítreas y envoltura micrítica, en el otro la subesparita parece estar entrando en el clasto; **G y H:** s/n y c/n un fragmento redondeado de suelo, en interior se ve arcilla orientada. (Ref. VV: triza vítrea; m: micrita; arc.: arcilla)

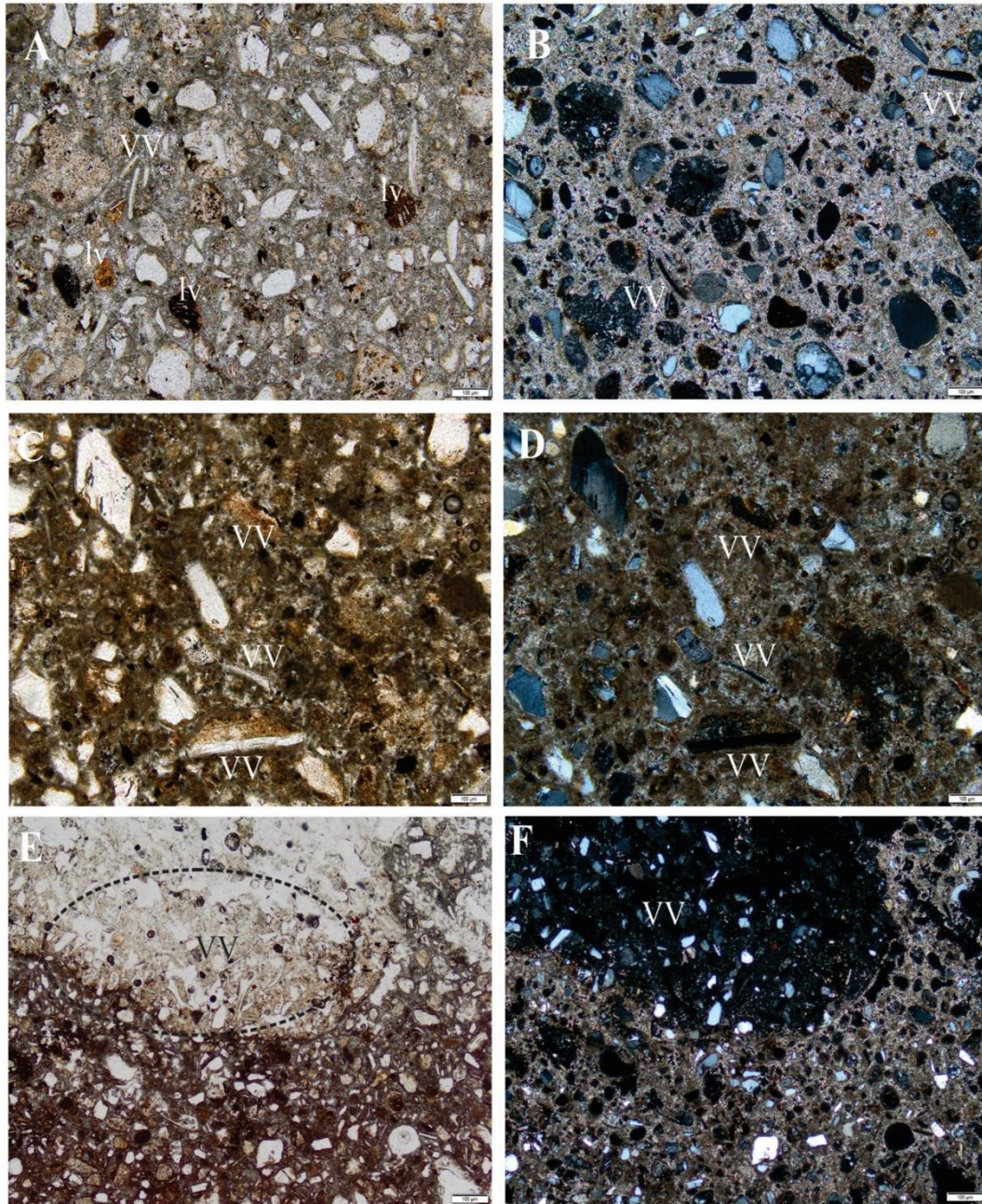


Figura 6.4 Aspecto de los vitroclastos y litoclastos volcánicos reconocidos. A.- Litoclastos volcánicos (lv) con signos de oxidación ferruginosa. B, C y D: Vitroclastos (vv)- Se observan formas elongadas, algo curvas que podrían corresponder a pared de canales. E y F Sin y con nicoles: Pedorelictos, zona con abundantes trizas vítreas (vv) densas no se identifican triaxonas o son escasas las paredes de burbujas.

6.3.4 Difractometría de Rayos X

6.3.4.1 Roca Total

De cada unidad pedosedimentaria se tomó una muestra representativa de la cual se realizaron estudios difractométricos de roca total (método del polvo). Así fue posible determinar cualitativamente los componentes mayoritarios, a excepción del vidrio volcánico (por ser amorfo), que se encuentran presentes en las unidades analizadas.

Lo que se puede interpretar analizando los difractogramas es que en todos los casos los minerales clásticos como diagenéticos son: arcillas (illita, esmectita), cuarzo, feldspatos y para el caso de las unidades muy cementadas, disminuye la proporción de arcillas, habiendo sendos picos asignables a carbonatos (calcita), como el caso de la UPBC y UPS (Fig. 6.5).

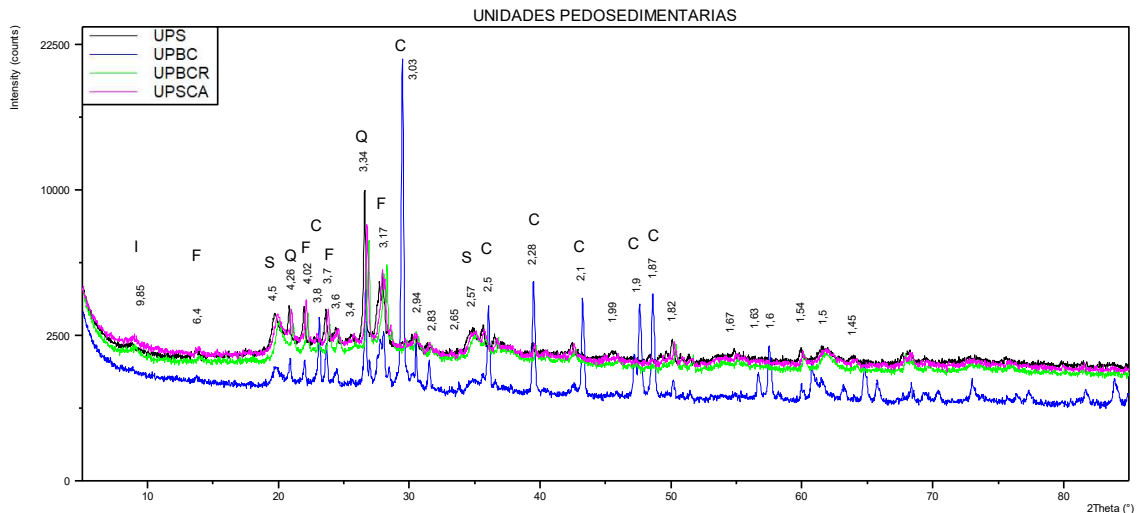


Figura 6.5 Difractogramas de las unidades pedosedimentarias UPBCR, UPSCA, UPBC y UPS.

Ref: I (Illita), S (Esmectita), Q (cuarzo), F (Feldspato), C (Carbonato).

También se han realizado difractogramas sobre rizoconcreciones de la UPBC las cuales presentan composición dolomítica (Fig. 8.3). Se realizaron también difractogramas sobre partículas magnéticas separadas de la UPBC dando como constituyente principal la magnetita (Fig. 6.6).

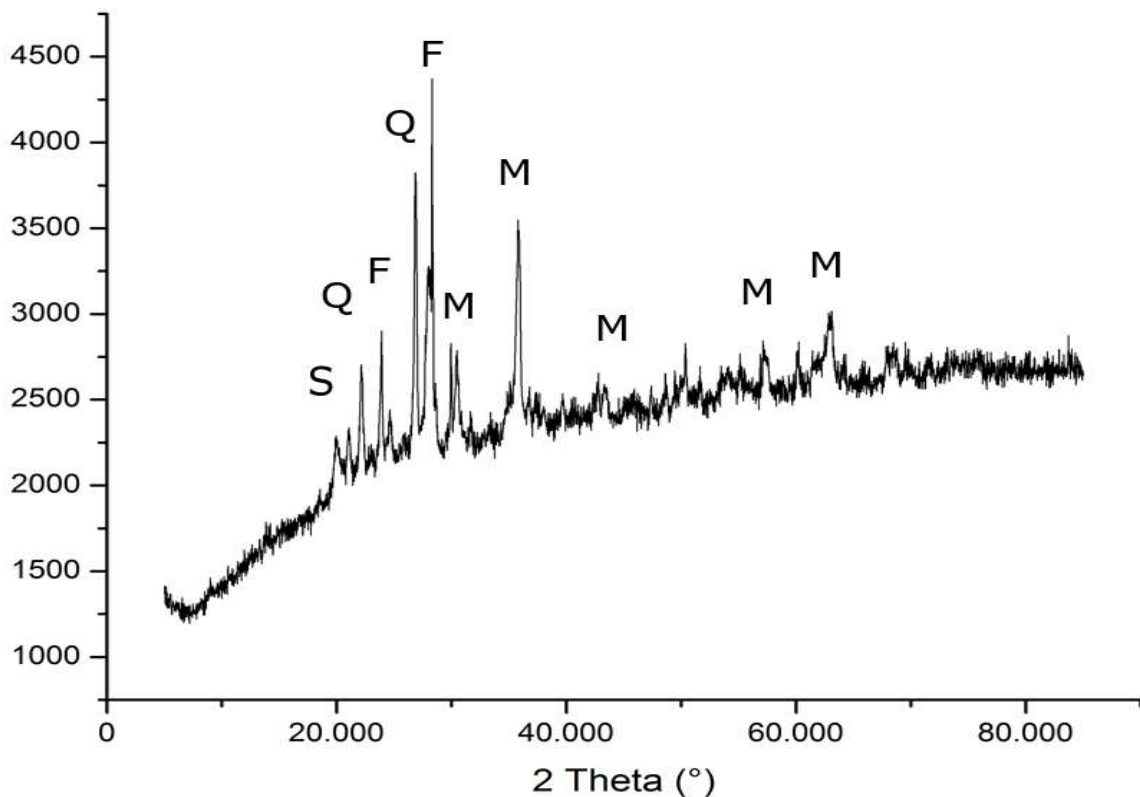


Figura 6.6 Difractograma de la fracción magnética de la UPBC. Los picos indican: Magnetita (M), Cuarzo (Q), Feldespato (F), Esmectitas (S).

8.3.4.2 Fracción Arcilla

Consideraciones Generales y antecedentes

Los argilominerales en las rocas sedimentarias poseen diversos orígenes. Los mismos pueden ser inherentes, donde los minerales provienen de la meteorización y transporte desde el material preexistente (arcillas detríticas), transformados, cuando se producen cambios en la intercapa del argilomineral precursor conservándose la estructura esencial del silicato, o neoformadas, donde los argilominerales son cristalizados directamente a partir de geles o soluciones, (Hardy y Tucker, 1991).

El proceso de neoformación, en el cual se forman arcillas por precipitación de soluciones en los suelos, depende de muchos factores, tales como la concentración de algunos elementos como sílice y alúmina, el tipo y la concentración de los cationes presentes, el pH del suelo, y la intensidad del lixiviado (Pedro *et al.*, 1969; Drever, 1982).

Las asociaciones de argilominerales depositados en diversos ambientes sedimentarios, en especial en los continentales, reflejan la composición del área de aporte, relacionándose directamente con los parámetros climáticos, los cuales controlan la meteorización de las rocas, (Raigemborn *et al.*, 2014).

En la Argentina, se han realizado varios estudios sobre la mineralogía de las arcillas en sucesiones de loess-paleosuelos de edad Pleistocena a Holocena que fueron recopilados por Camilión (1993). Teruggi e Imbellone (1987) estudiaron la composición de los minerales arcillosos de paleosuelos loésicos del Pleistoceno Superior-Holoceno de La Plata, hallando esmectitas, illita y escasa caolinita. Por otra parte, Camilión (1993) ha sugerido la neoformación de arcillas en los horizontes Bt de algunos paleosuelos reconocidos en el loess pampeano, basándose en el índice de cristalinidad de la illita. Blasi *et al.* (2001), para la localidad de Gorina (cercana a La Plata) determinaron la presencia de illita, esmectita, interestratificados de illita-esmectita y caolinita en proporción reducida. Estos autores explicaron que por el bajo grado de cristalinidad de los argilominerales y por la presencia de interestratificados no pudieron vincular a los minerales arcillosos con factores de procedencia y/o neoformación.

Lorenzo *et al.* (2013) asegura que las unidades de la FCA en La Pampa, en general, presentan un bajo contenido de arcillas, con porcentajes que no superan el 16 %, excepto en la localidad de Carro Quemado donde un nivel exhibe un 38%.

En sucesiones con material parental compuesto por trizas volcánicas y plagioclasas semejante al de la FCA, el producto arcilloso de los paleosuelos es principalmente esmectita con cantidades menores de illita, con interestratificados de illita/esmectita (Retallack, 1983).

En este contexto la alteración de los minerales ferromagnesianos inestables, de los fragmentos líticos volcánicos y del mismo vidrio volcánico, es propensa a producir minerales de arcilla como esmectita, y en menor medida clorita, junto a ópalo y zeolitas. Estas reacciones suceden debido a lo altamente reactivos que resultan ser estos componentes en contacto con las aguas en un ambiente diagenético somero (Potter *et al.*, 2005).

La esmectita, en particular, se desarrolla en suelos débilmente drenados, bajo climas cálidos y estacionales con condiciones alternantes de humectación y desecación. La illita revelarían la existencia de condiciones climáticas frías y secas. Al mismo tiempo

bajo climas subtropicales es capaz de desarrollarse esmectita con tasas de meteorización química bajas (Thiry, 2000).

6.3.4.3 Resultados mineralógicos de la fracción arcilla

6.3.4.3.1 Arcillas de la UPBCR

A partir de las muestras analizadas se ha podido determinar que la mineralogía de la fracción arcilla de la (UPBCR) Unidad Pedosedimentaria Basal Castaña Rojiza está integrada por edificios interestratificados de **esmectita/illita** predominantemente. Al estar el pico entorno a los 18Å, con una morfología de la curva ancha y de poca intensidad (no más de 1000) estaría indicando arcillas de baja cristalinidad constituyendo edificios interestratificados junto con menores proporciones de illita discreta con el pico de 10 Å y asociado con clinoptilolita, una zeolita que se identifica por los picos de 7,9 Å y de 3,9 Å (Fig. 6.7).

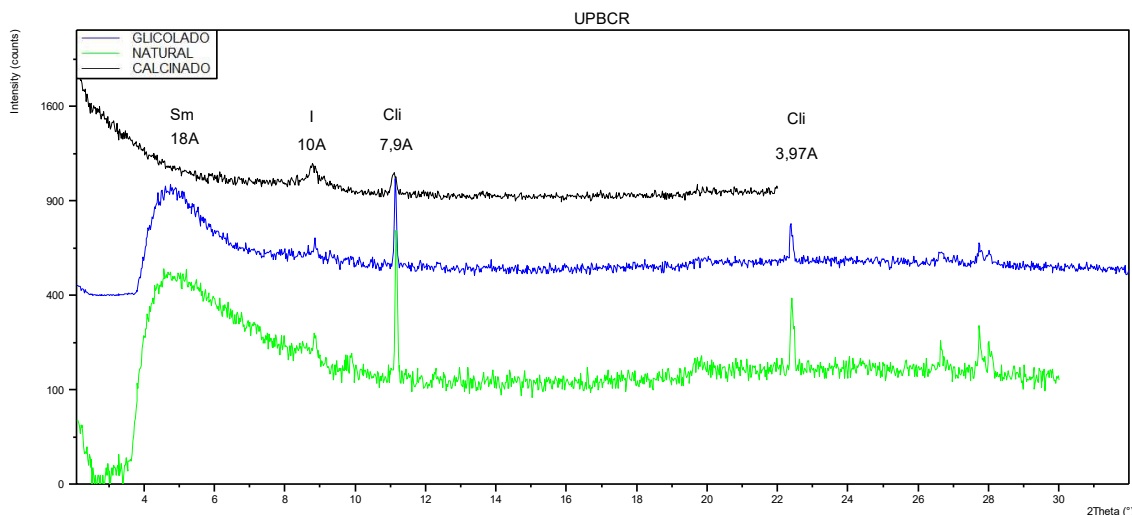


Figura 6.7 Difractograma de la fracción arcilla de la UPBCR. Ref: Esmectita (Sm); Illita (I); Clinoptilolita (Cli).

6.3.4.3.2 Arcillas de la UPSCA

El análisis de la fracción arcilla de la (UPSCA) Unidad Pedosedimentaria Superior Castaña Amarillenta muestra la presencia de edificios interestratificados de esmectitas de baja cristalinidad con illita como fases minerales mayoritarias.

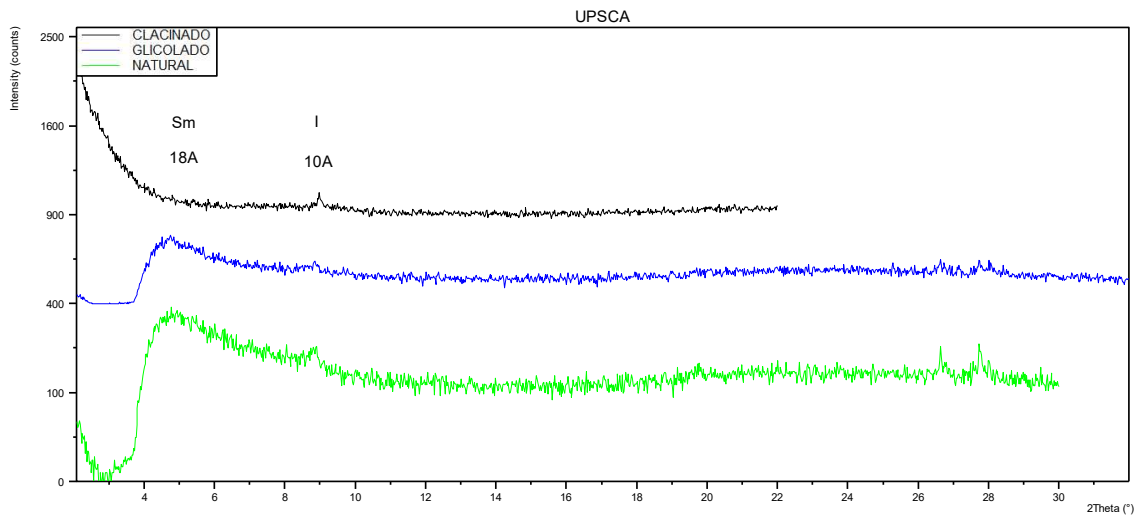


Figura 6.8 Difractograma de la fracción arcilla de la UPSCA. Ref: Esmeclita (Sm); Illita (I).

CAPÍTULO 7

LOS PROCESOS POSTDEPOSITACIONALES (Parte I-Pedogénesis)

7.1 Introducción

Los depósitos de la Formación Cerro Azul (FCA) en la zona de estudio se caracterizan por la presencia de rasgos postdepositacionales tan marcados que hacen, en la mayoría de los casos, prácticamente imposible la identificación de facies sedimentarias a través de estructuras primarias de depositación u otros atributos faciales.

Los procesos postdepositacionales que presentan las unidades abordadas en este trabajo se podrían dividir en tres grupos de fenómenos: bioturbación, carbonatación y pedogénesis. Sin embargo, esto simplemente busca ordenar, para su estudio, mecanismos que forman un todo orgánico, que podría denominarse **pedodiagénesis** (Klappa, 1983). Este concepto híbrido busca ordenar y conceptualizar el complejo entramado de fenómenos que participan fundamentalmente en las calcretas, tanto los rasgos pedológicos como los procesos que entran en el campo diagenético. Se trata de procesos de exposición subárea, como meteorización, sumado a procesos diagenéticos. Estos últimos involucran todos los cambios en el carácter y composición del sedimento desde que se deposita, como disolución, formación autigénica de minerales, precipitación de cementos y diversas respuestas a condiciones físico-químicas que atraviesan los materiales en su sepultamiento o exhumación. Para el caso de la FCA cambios ocurridos dentro del campo de la eodiagénesis (Scasso y Limarino, 1997). Según Retallack 2001 la bioturbación y la carbonatación son parte de la génesis de suelo o pedogénesis.

En las unidades pedosedimentarias estudiadas en este trabajo los procesos de carbonatación se manifiestan en prácticamente todos los perfiles en mayor o menor medida. Los carbonatos pedogenéticos (calcretas) están presentes con mayor desarrollo en las unidades de las zonas altas: Planicie periserrana (PPS) y su escarpa (EPPS), además de cerros relícticos dentro del Paleovalle (PVP).

En este Capítulo se analizan los rasgos micromorfológicos de todas las unidades pedosedimentarias tanto las de las zonas altas como UPBC y UPS de Camino Rivera y Calle Moreno como las unidades del Paleovalle UPBCR y UPSCA.

En tanto, los rasgos de bioturbación y el análisis de la fauna fósil recuperada serán analizados en el Capítulo 8, junto con la génesis de los horizontes cuspidales endurecidos

que coronan, en muchos casos, las superficies de la unidad geomorfológicas Planicie Periserrana (PPS). La finalidad de tal separación es intentar desglosar los procesos postdepositacionales que han sufrido los depósitos para poder individualizar las características propias de cada proceso, sin desestimar que se trata de un sistema (Tabla 7.1).

PROCESOS POSTDEPOSITACIONALES			
PEDOGÉNESIS	BIOTURBACIÓN		CARBONATACIÓN
CAPÍTULO 7	CAPÍTULO 8		
UNIDADES ANALIZADAS			
MICROMORFOLOGÍA- PEDOGÉNESIS DE LAS UNIDADES	RIZOCONCRESIONES DE LAS UNIDADES	CROTOVINAS DE LAS UNIDADES	SUPERFICIES CUSPIDALES CALCRETIZADAS DE LA PLANICIE PERISERRANA
UPBCR	UPBCR	UPBCR	PPS
UPSCA	UPSCA	Y	
UPBC	UPBC	UPBC	
UPS	UPS		

Tabla 7.1 Muestra la organización que le hemos dado a la descripción de los procesos posdepositacionales en los Capítulo 7 y 8. Se destacan qué unidades son analizadas en cada caso (en negrita).

7.2 Antecedentes de Paleosuelos en las sucesiones del Cenozoico tardío Pampeano

Los suelos se forman por la interacción de factores geológicos, climáticos, físicos químicos y biológicos con materiales expuestos en la superficie terrestre (Duchaufour, 1982). Un paleosuelo es un suelo fósil formado en un paisaje del pasado geológico.

La existencia de paleosuelos es indicativa de la ocurrencia de variaciones en la tasa de sedimentación, en líneas generales, con intervalos donde predominó la pedogénesis en relación con la acumulación (Zárate *et al.*, 2000; Blasi *et al.*, 2001; Kemp *et al.*, 2003).

Los paleosuelos se utilizan en análisis litoestratigráficos y en estratigrafía secuencial. También en reconstrucciones paleoambientales. Son un recurso importante para estimar condiciones paleoclimáticas, (Tabor y Mayer, 2015).

Teruggi e Imbellone (1987) establecieron para una sucesión de paleosuelos superpuestos en una cantera cercana a la ciudad de La Plata (Cantera de Hernández) que la depositación loésica se produjo en pulsos separados por interpulsos de no depositación o depositación disminuida o de erosión”, hecho que implica una relación sedimentación/pedogénesis de distinta intensidad. En este esquema de sedimentación episódica cuando los depósitos sedimentarios son de escaso espesor se produce una superposición de pedogénesis. En cambio, cuando la sedimentación es continua y lenta se genera una superficie agradante con velocidad de elevación variable, pero suficientemente lenta como para permitir la formación de rasgos pedológicos casi continuos en todo el espesor de los sedimentos. Así, en este tipo de sucesión sedimentaria a medida que continúa la agradación del depósito, la zona activa de pedogénesis se va elevando y se genera una sucesión de horizontes B superpuestos, que a la vez constituyen el material original móvil de las pedogénesis más jóvenes. Adicionalmente, toda la sucesión muestra redistribución postdeposicional de componentes solubles de hierro, manganeso y carbonato de calcio, éste último como calcretas de diferentes morfologías o diseminado en la matriz de los horizontes (Imbellone y Teruggi, 1993).

La sucesión cenozoica tardía continental pampeana se interpreta actualmente como una secuencia pedosedimentaria (Kemp y Zárate, 2000; Teruggi y Andreis, 1971b; Blasi *et al.*, 2001). Esta interpretación manifiesta la abundancia de paleosuelos en las formaciones continentales de Argentina y los aportes científicos que han brindado criterios básicos para su reconocimiento en el campo.

La falta o escaso registro de horizontes O, A y E, se debería a diversas causas. En este sentido, Teruggi e Imbellone (1987), lo relacionan, para los paleosuelos cuaternarios, con el truncamiento del perfil de suelo por erosión laminar o 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. En tanto, Zárate y Fasano, (1984), atribuyen la ausencia de estos horizontes al enmascaramiento de los mismos debido a múltiples ciclos de pedogénesis.

El hallazgo de horizontes de paleosuelos iluviales desarrollados sobre algunos 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 y particularmente al Cuaternario (Bidegain *et al.*, 2007). Esta alternancia en el registro estratigráfico de la región pampeana ha sido citada muy frecuentemente y por numerosos autores como “sucesión loess-paleosuelo”.

Para la clasificación de los paleosuelos de la FCA, Visconti, 2007 siguió los criterios de Retallack (1988), como la presencia de rizolitos, la horizonación, estructuras (peds); a ello le suma la geometría tabular, espesor constante, tipos de contactos y empleó la soil taxonomy (USDA, 1975) a nivel de orden. Así determina que la mayoría de los paleosuelos de la FCA en la provincia de La Pampa son molisoles.

“Los horizontes mayormente reportados son los B presentan estructura de peds angulares y prismáticos. Se encuentran abundantes rizolitos. La iluviación de arcilla permite clasificarlos como (Bt). Desde el análisis micromorfológico se han encontrado microestructuras en canal y cavidades. La microfábrica encontrada más abundante es la moteada también cristalítica y estriada.” “Es común la presencia de agregados, que se distinguen por la coloración más oscura producto de la concentración de arcillas.” (Visconti, 2007).

7.2.1 Metodología y clasificación de paleosuelos

Para abordar el estudio de los materiales neógenos se utilizó un criterio pedosedimentario (Blasi *et al.*, 2001, Imbellone y Cumba, 2003), teniendo en cuenta que se trata de sucesiones sedimentarias donde los procesos postdepositacionales han modificado en forma sustancial las características de los depósitos, por lo cual se crearon **las unidades pedosedimentarias** descriptas en el Capítulo 5.

La aproximación micromorfológica se realizó generando cortes petrográficos representativos de las unidades pedosedimentarias descriptas. Para su análisis se siguieron los criterios de Bullock (1985) con las modificaciones de Stoops (2010).

La micromorfología permite visualizar el tamaño, forma y orientación de las partículas (microfábrica y microestructura); relación entre el material grueso y fino, vacíos, microestructura, pedorasgos texturales, cristalinos y biorasgos. Observar e inferir fenómenos de redistribución postdeposicional de componentes, y a veces determinar la

sucesión relativa de episodios cuando hay rasgos pedológicos yuxtapuestos, como en nuestro caso.

Para la clasificación de los paleosuelos se siguió la metodología de Mack *et al.* (1993), la cual se centra en los rasgos observables como procesos de hidromorfismo, argiluviación, carbonatación, entre otros y tiene un esquema basado en los caracteres que son perdurables a través del tiempo geológico. Plantea nueve órdenes: cuatro de la soil taxonomy (Soil Survey Staff, 1975): histosol, vertisol, spodosol y oxisol y crea cinco ordenes: calcisol, argilisol, gypsisol, gleysol y protosol; a su vez indican que se pueden utilizar modificadores para caracteres subordinados (álbico, férrico, nodular, sálico, vítrico, etc.). Este esquema es flexible, práctico y permite lograr una clasificación.

Sin embargo, existe una dificultad que se presenta al momento de clasificar los paleosuelos con el criterio del actualismo o con las bases de la soil taxonomy para los horizontes pedológicos, puesto que hay análisis que son difíciles de estimar como la temperatura del suelo, CIC, precipitaciones, etc. (Retallack, 2010). La propuesta de Mack *et al.* (1993), como se indicó anteriormente, es simple, versátil y permite una clasificación en un lenguaje común. Sin embargo, se han encontrado fallas en esta clasificación en lo que concierne a la comunicación entre edafólogos y paleopedólogos, ya que solo es aplicable a paleosuelos (Retallack, 2010 en Visconti, 2007).

En el caso de las unidades pedosedimentarias analizadas en este trabajo, debido a la poligénesis que presentan, la clasificación que se propone posee carácter ilustrativo (**no sistemático**), con el fin de remarcar los procesos pedogenéticos diagnósticos evaluados.

Tanto la clasificación del USDA como la de la FAO utilizan las características del perfil del suelo para catalogarlos. El sistema USDA se fundamenta en horizontes diagnósticos que son identificados sobre la base de propiedades tales como la textura, el color, la cantidad de materia orgánica, la presencia de minerales particulares, la capacidad de intercambio catiónico y el pH. La clasificación de la FAO es muy similar, usa también tipos de horizontes para clasificar a los suelos, pero es más simple. Una de las diferencias destacables es que esta última reconoce a los suelos hidromórficos dentro de un grupo mayor, los Gleysoles, mientras que la saturación de suelo en el sistema USDA es considerado a nivel de suborden, diferencia importante cuando se estudia paleosuelos, ya que los paleosuelos desarrollados en llanuras de inundación son comunes y pueden compararse con los suelos hidromórficos actuales, (Visconti, 2007).

7.3 Resultados del estudio micromorfológico de las Unidades Pedosedimentarias

7.3.1. Perfiles en la Escarpa de la Planicie Periserrana (EPPS)

7.3.1.2. Unidad Pedológica Basal Cementada (UPBC) en Perfil Camino Rivera

Macroescala

Esta unidad pedosedimentaria de 2 m de espesor aflorante, sin la base expuesta y con un límite superior difuso, está estructurada en bloques prismáticos subangulares, con cutanes y pátinas de manganeso. Presenta un intenso proceso de cementación de carbonato que ingresó por los límites de los bloques de suelo. Hay zonas libres de cementación (Fig. 7.1.A).

Microescala

Relación Gruesos Finos: En cortes petrográficos de las zonas sin cementación se observa que se trata de un material con una masa basal compuesto por arcillas y material orgánico indiferenciado en el plasma de granulometrías muy finas y el esqueleto formado mayormente por clastos tamaño arena muy fina -limo grueso. El límite es 40 micrómetros. El tamaño máximo de los granos esqueléticos es de 190 micras y el mínimo de 80 micras. La distribución de los granos del esqueleto es al azar, no hay una orientación definida. Se observaron clastos de cuarzo, tanto mono como policristalinos. Se destacan los cuarzos con extinción ondulosa. También plagioclasas muy alteradas, hornblenda, lamprobolita, líticos volcánicos y trizas vítreas.

Vacios: Los vacíos están representados por cavidades irregulares y canales de paredes suaves.

Microestructura: El patrón de distribución G/F es porfírica abierta. La microfábrica-b de la masa basal de las zonas sin carbonatación es estriada reticulada. Sin embargo, en las zonas carbonatadas domina la fábrica cristalítica.

Pedorasgos texturales: Dentro de esta unidad hay pocas zonas libres de cementación donde se observan las características primarias: se trata de un paleosuelo con microfábrica-b estriada reticulada. El plasma está compuesto por arcillas y material orgánico indiferenciados que sin nicules presentan colores claros, pero cuando se cruzan nicules se comportan isótropos. Se destacan microagregados de suelo (pedorelictos). Se encuentran de diversos tamaños, hay varias poblaciones, y distintas morfologías.

Dominan los tamaños arena fina (200 micras), los cuales se encuentran subredondeados. Hay de tamaños arena gruesa a sábulo, algunos sin bordes definidos. En muchos casos se presentan con envoltura de cementación carbonática micrítica. La cementación carbonática de la matriz es de tipo displasiva y ha obliterado por completo la microporosidad del suelo. Se trata de una micrita subesparítica sucia. La fábrica resultante es cristalítica.

Estos niveles fueron interpretados como paleosuelos con características vérticas y sobreimposición de procesos de carbonatación.

Clasificación: CALCISOL VÉRTICO

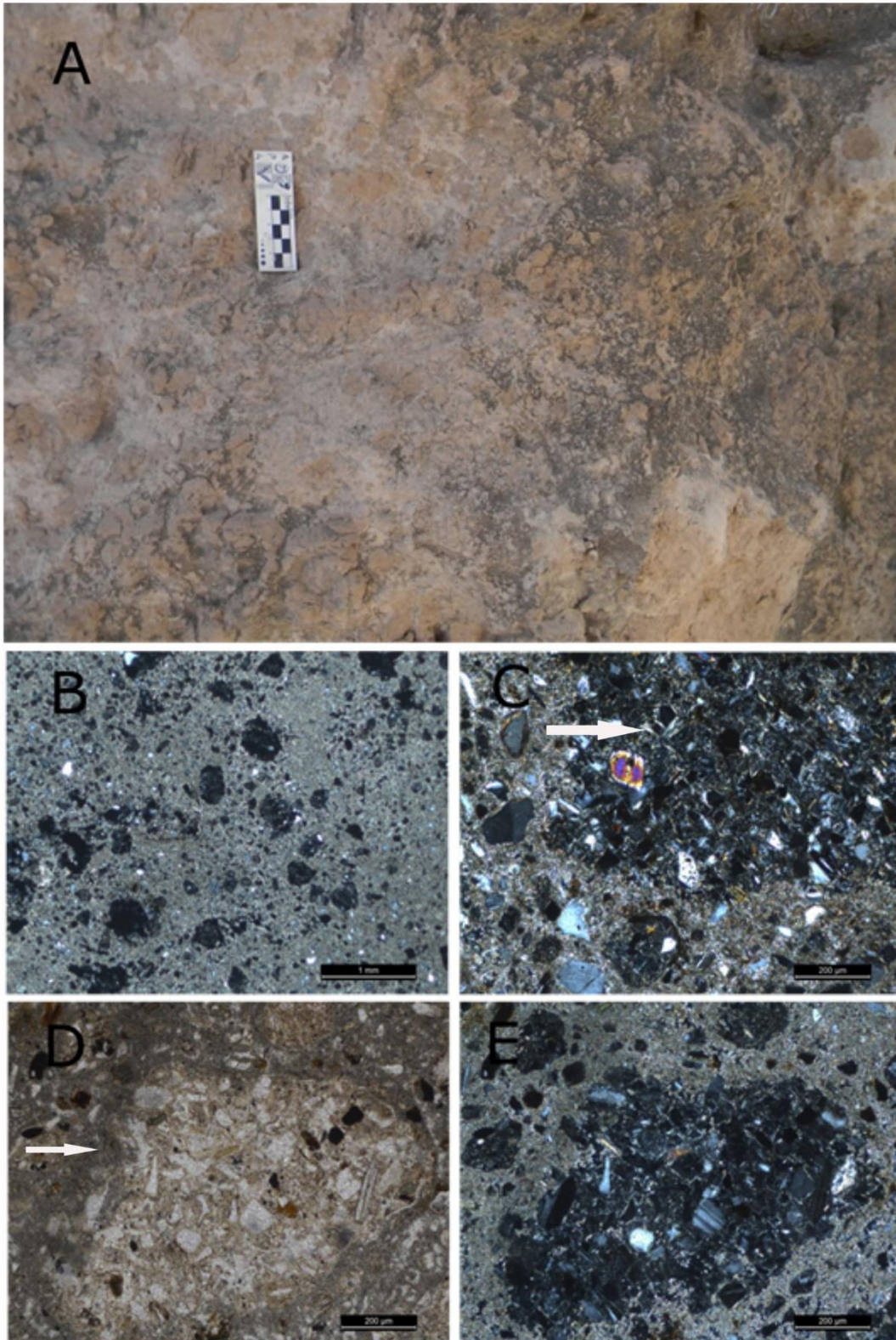


Figura 7.1. A). Fotografía de campo de la UPBC en el perfil Camino Rivera. B). Microfotografía con nicols cruzados, 4x. C) Zonas sin cementación (flecha), 10x. D y E) Imagen de pedorelicto con envoltura micrítica (flecha) sin y con nicols cruzados.

7.3.1.2 Unidad Pedosedimentaria Superior (UPS) en Perfil Camino Rivera

Macroescala

Se desarrolla por encima de la UPBC sin un límite definido. Por encima mediando una discordancia erosiva se depositó el manto de loess regional cuaternario. La unidad posee hasta 2 metros de espesor. Se destaca la estructuración en bloques prismáticos y en los límites de estos, un relleno carbonático de aspecto pulverulento. Se encuentran rizoconcreciones, en algunos casos de importante porte, de vegetación arbustiva y arbórea (Capítulo 8).

Microescala

Relación Gruesos Finos: Se observaron clastos de cuarzo, mono y policristalinos, con signos de deformación, plagioclasas muy alteradas, hornblenda, lamprobolita, líticos volcánicos y trizas vítreas. Los tamaños de los clastos varían entre 180 micras a 70 micras.

Vacios: Se reconoce abundante porosidad secundaria con cavidades de diversos tamaños y morfologías irregulares.

Microestructura: En este caso los pedorelictos de suelo forman entidades complejas desarrollando el esqueleto del suelo, se encuentran muy redondeados, poseen un tamaño promedio de 1 mm.

Pedorasgos texturales: Al observar esta unidad al microscopio petrográfico se encuentran analogías con la UPBC. Los pedorelictos en este caso tienen bordes netos se encuentran subredondeados y presentan carbonatación micrítica en el contorno de los mismos (*coating* carbonático) y en el plasma de forma displasiva. El primero de aspecto pulverulento y sucio de colores oscuros y el segundo, que se depositó en los espacios porales disponibles, de aspecto límpido de cristales microesparíticos. La fábrica resultante es cristalítica.

Clasificación: CALCISOL VÉRTICO

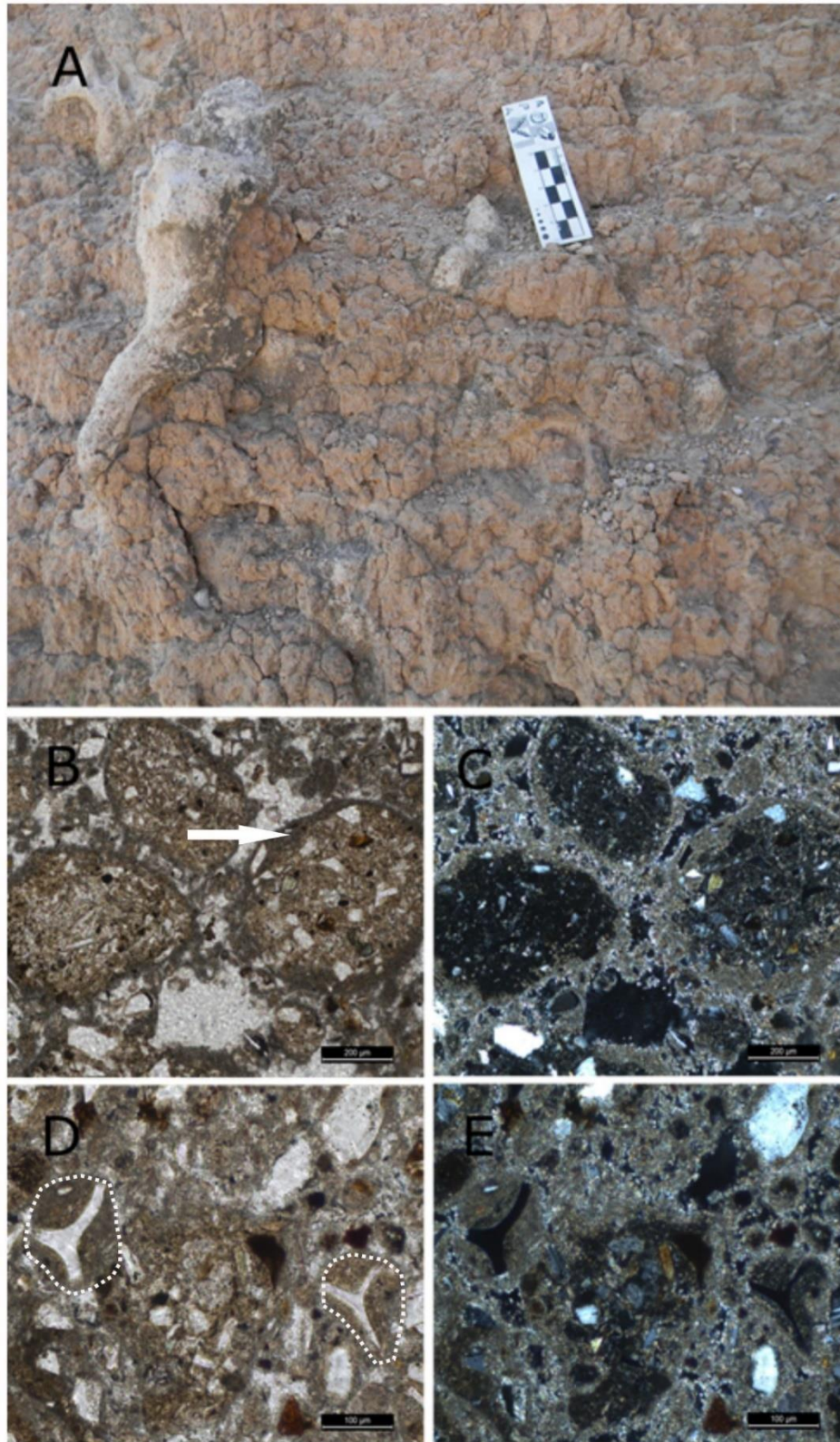


Figura 7.2 A) Fotografía de afloramiento de la UPS, se destaca la estructuración en bloques prismáticos y las rizoconcreciones. B y C). Pedorelictos con envoltura micrítica (flecha) sin y con nicoles cruzados; D y E). Pedorelictos de diversas composiciones se destacan los de vidrio (reborde punteado), sin y con nicoles cruzados.

7.3.2 Perfiles en las Unidades del Paleovalle Poligenético

7.3.2.1 Unidad Pedosedimentaria Basal Castaño Rojiza (UPBCR)

Macroescala

Un rasgo conspicuo de la unidad es la falta evidente de horizonación. Los depósitos no miden más de 2 metros de espesor aflorante y se presentan en general con un aspecto masivo. Rasgos de carbonatación aparecen ligados a las estructuras biogénicas (crotovinas, rizolitos). En algunos perfiles, particularmente en la Laguna La Paraguaya, se logran apreciar las estructuras mecánicas primarias, laminaciones heterolíticas fundamentalmente.

Microescala

Más allá de la aparente homogeneidad de la UPBCR, del aspecto masivo que presenta en campo, se han encontrado diferencias micromorfológicas en tres cortes delgados que se han realizado en distintos puntos muestrales. Uno en la Laguna La Paraguaya, otro en el Lago Epecuén y otra muestra en la Laguna de la Sal.

7.3.2.1.a Muestra UPBCR en Laguna La Paraguaya (LP)

Relación Gruesos/Finos: El esqueleto del suelo no presenta orientación de los granos; está compuesto por dos poblaciones; a) granos de tamaño limo fino (40 μm) determina el límite g/f; y b) granos tamaño limo grueso (80 μm), sin embargo, la muestra presenta poca variación en sus características texturales, domina la fracción limosa fina.

Minerales: La fracción esquelética del suelo está compuesta por minerales fundamentalmente de origen volcanoclástico. Se encontró a las trizas vítreas como componente destacado junto con las plagioclasas y hornblendas. Se encuentran opacos distribuidos homogéneamente. El plasma estaría conformado además de material orgánico indiferenciado por una asociación de edificios interestratificados de arcillas expansivas (esmectitas) con illita y con zeolitas (clinoptilolita), (ver drx arcillas, Capítulo 6).

Vacios: Los vacíos del suelo no están relacionados a empaquetamiento o porosidad del suelo sino a canales tubulares que se presentan con morfologías semicirculares, de espesores muy finos y de aspecto delicado en sus paredes.

Microestructura: Los componentes finos que componen el plasma son de coloraciones castañas con tonalidades blanquecinas-rosadas en algunos sectores.

Probablemente se trate mayormente de complejos de arcillas formadas a partir de la desvitrificación del vidrio. En algunos sectores se reconoce material fino amorfo de origen orgánico monomórfico. La mayor proporción de matriz con respecto al esqueleto genera una fábrica de la masa basal porfírica abierta. La fábrica b del plasma es indiferenciada. La microestructura de la masa basal es masiva con tendencia leve a la fracturación y formación incipiente de agregados producto de vacíos (cámaras y microfisuras).

Pedorasgos texturales: No hay evidencias claras de iluviación; se observan sectores blanquecinos que pueden estar denotando procesos de empobrecimiento. El proceso de formación de plasma es notable; probablemente se trate de un proceso físico químico complejo que involucra la neoformación de arcillas a partir del material fino vítreo que contiene el depósito. Se destaca la formación de dominios que son un estadio incipiente de agregación con grietas circungranulares.

Clasificación: PROTOSOL

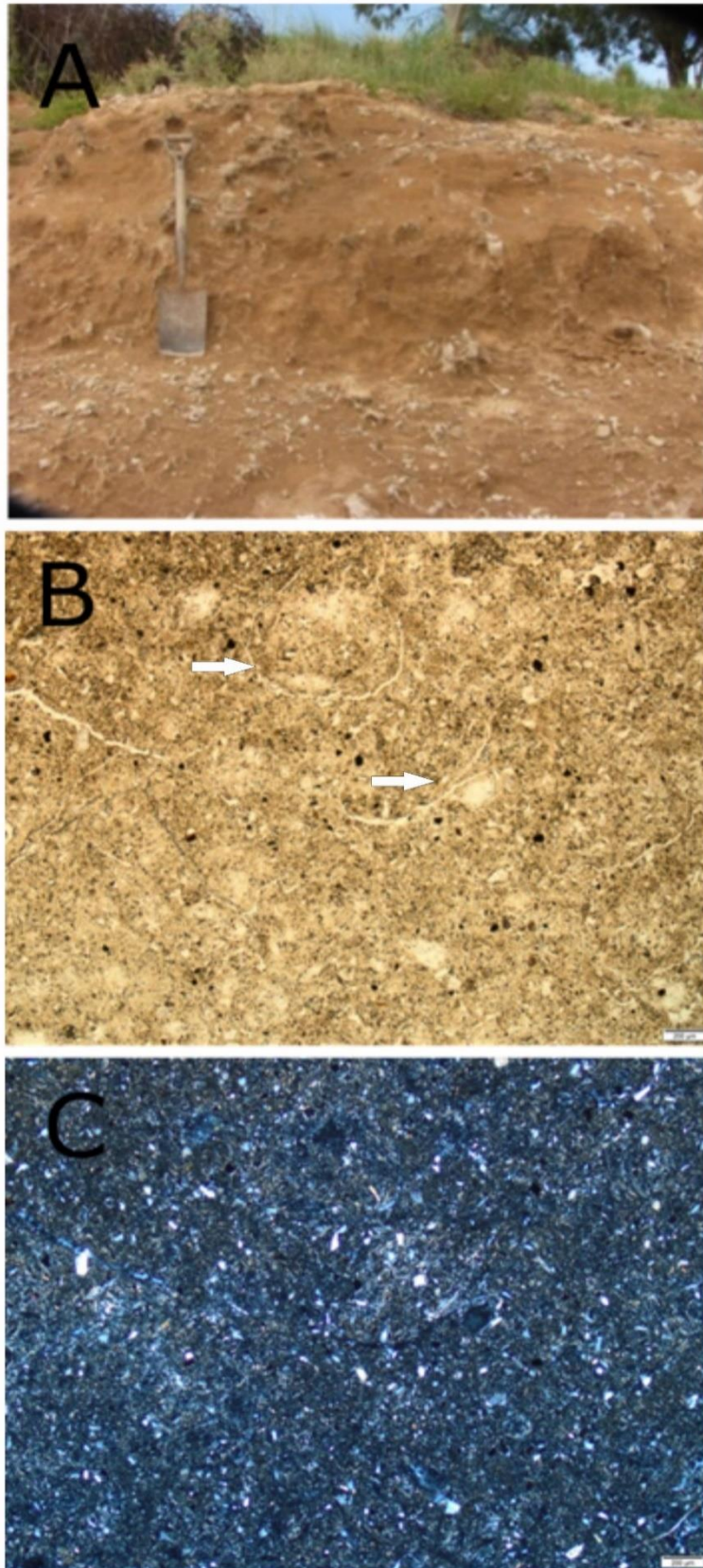


Figura 7.3 A. Fotografía de la UPBCR en Laguna La Paraguaya . B y C. Microfotografía de la UPBCR sin y con nicoles. La flecha en B, indica incipiente agregación.

7.3.2.1.b Muestra UPBCR en Lago Epecuén, Campo El Falcón (EF)

Se recolectó una muestra de la UPBCR de donde se extrajo un fósil, en la costa del Lago Epecuén en el campo El Falcón.

Relación Gruesos/Finos: El esqueleto del suelo presenta escasa participación de granos clásticos.

Minerales: La fracción esquelética del suelo es escasa y de difícil asignación mineral petrográfica.

Vacios: Los vacíos del suelo no están relacionados a empaquetamiento o porosidad del suelo sino a canales tubulares que se presentan con morfologías semicirculares, de espesores muy finos y de aspecto delicado en sus paredes, ligado a los microagregados de suelo.

Microestructura: Los componentes finos que componen el plasma son de coloraciones oscuras, probablemente se trate mayormente de complejos de arcillas con material fino de origen orgánico monomórfico. La mayor proporción de matriz con respecto al esqueleto genera una fábrica de la masa basal porfirica abierta. La microfábrica-b del plasma es indiferenciada.

Pedorasgos texturales: No hay evidencias claras de iluviación; el proceso de formación de plasma es evidente. Se destaca los agregados de suelo relícticos de diversos tamaños de coloraciones castañas.

Clasificación: PROTOSOL

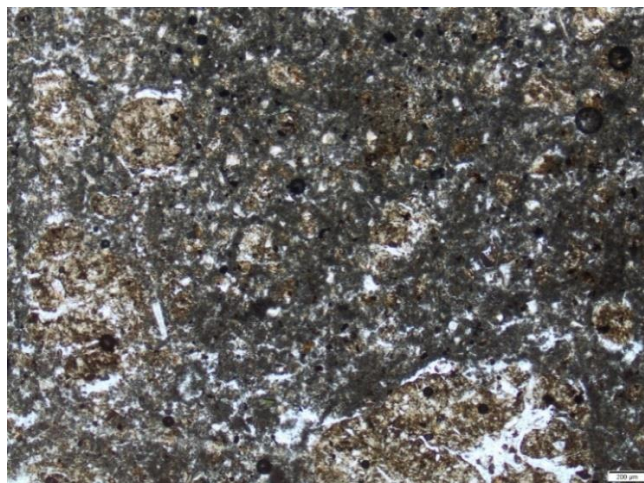


Figura 7.4 Microfotografía de la UPBCR en Lago Epecuén.

7.3.2.1.c Muestra UPBCR en Laguna de la Sal (LS)

Relación Gruesos/Finos: El esqueleto del suelo no presenta orientación de los granos; está compuesto por granos tamaño limo grueso (80 μm).

Minerales: La fracción esquelética del suelo está compuesta por minerales fundamentalmente de origen volcanoclástico. Se encontró a las trizas vítreas como componente destacado junto con las plagioclasas y hornblendas. Se encuentran opacos distribuidos homogéneamente. El plasma está ocupado por calcita subesparítica.

Vacíos: Los vacíos del suelo son escasos.

Microestructura: La mayor proporción de matriz con respecto al esqueleto genera una fábrica de la masa basal porfirica abierta. La fábrica-b del plasma es cristalítica. La microtextura corresponde al tipo beta.

Pedorasgos texturales: Se destaca la conformación de agregados relícticos de coloraciones castañas en una masa de calcita subesparítica. Se encuentran nódulos carbonáticos. Agregados de suelo con recubrimientos de calcita micrítica sucia.

Clasificación: CALCISOL

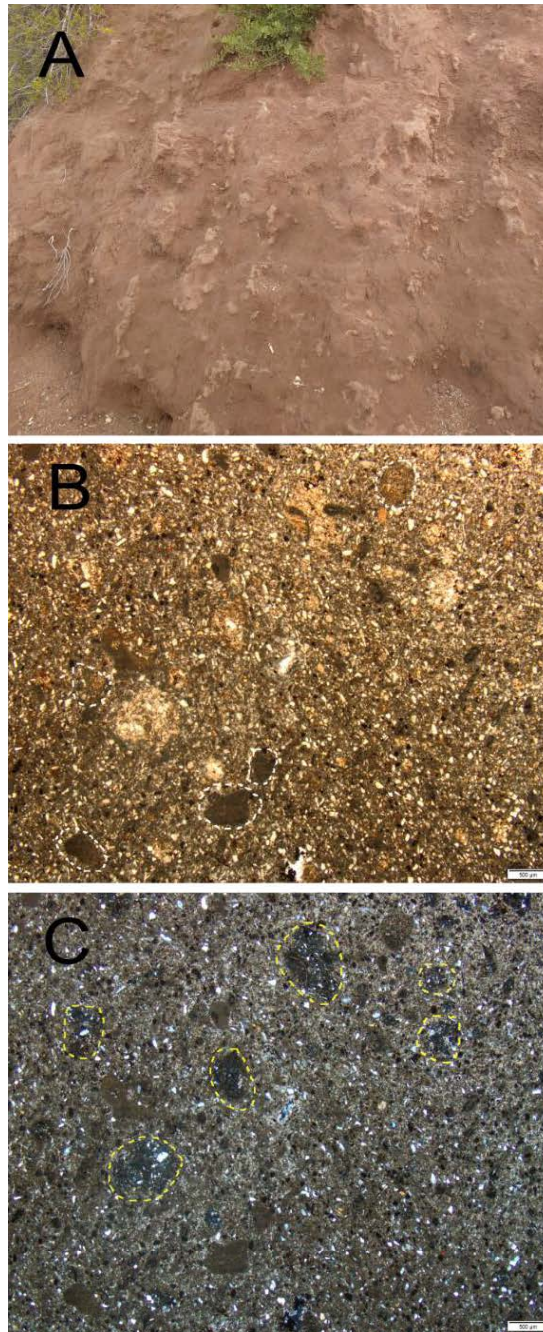


Figura 7.5 UPBCR en Laguna de la Sal. A. Afloramiento en campo. B. Microfotografía sin nicoles 2X se remarcan nódulos carbonáticos C. Con nicoles, se remarca pedorelictos peloidales.

7.3.2.2 Unidad Pedosedimentaria Superior Castaña Amarillenta (UPSCA)

Macroescala

La unidad se presenta en dos tipos de arreglos de yacencia, como relictos de paleosuelos estructurados en bloques prismáticos, castaños amarillentos de no más de 1 metro de espesor, en el Lago Epecuén. En el caso de la laguna La Paraguaya, con evidente estructuración mecánica primaria (laminación heterolítica) y superposición de rasgos pedológicos, aquí llega a medir hasta 4 metros de espesor.

Microescala

Se realizó un corte delgado de los montículos relictuales que afloran en el Lago Epecuén (Fig. 5.4).

Relación Gruesos Finos: El esqueleto del suelo está compuesto por dos poblaciones de granos con una distribución en el espacio al azar; una de menor tamaño (limo fino a medio) de composición volcánico-clástica con cuarzos subordinados, la otra se trata de trizas vítreas que llegan a medir hasta más de 100 μm (arena media-gruesa). El límite G/F está en limo fino.

Vacíos: La muestra es compacta sin gran presencia de vacíos, se observan algunas cavidades de diámetros promedio 200 μm . Hay grietas verticales producto de actividad radicular y de procesos de expansión-contracción producto de la composición de las arcillas (esmectitas).

Microestructura: La fábrica de la masa basal es porfírica abierta. La coloración del plasma sin nicols es castaña, sin embargo, presenta una tonalidad grisácea oscura al cruzar nicols, probablemente producto de material fino orgánico indiferenciado monomórfico y arcillas no orientadas. La microfábrica-b del plasma es indiferenciada con tendencia leve a grano estriada. Hay evidencia de microlaminación.

Pedorasgos texturales: Se presentan evidencias de recubrimiento de granos (coating). Hiporevestimientos e impregnaciones de hierro.

Clasificación: PROSOL HIDROMÓRFICO

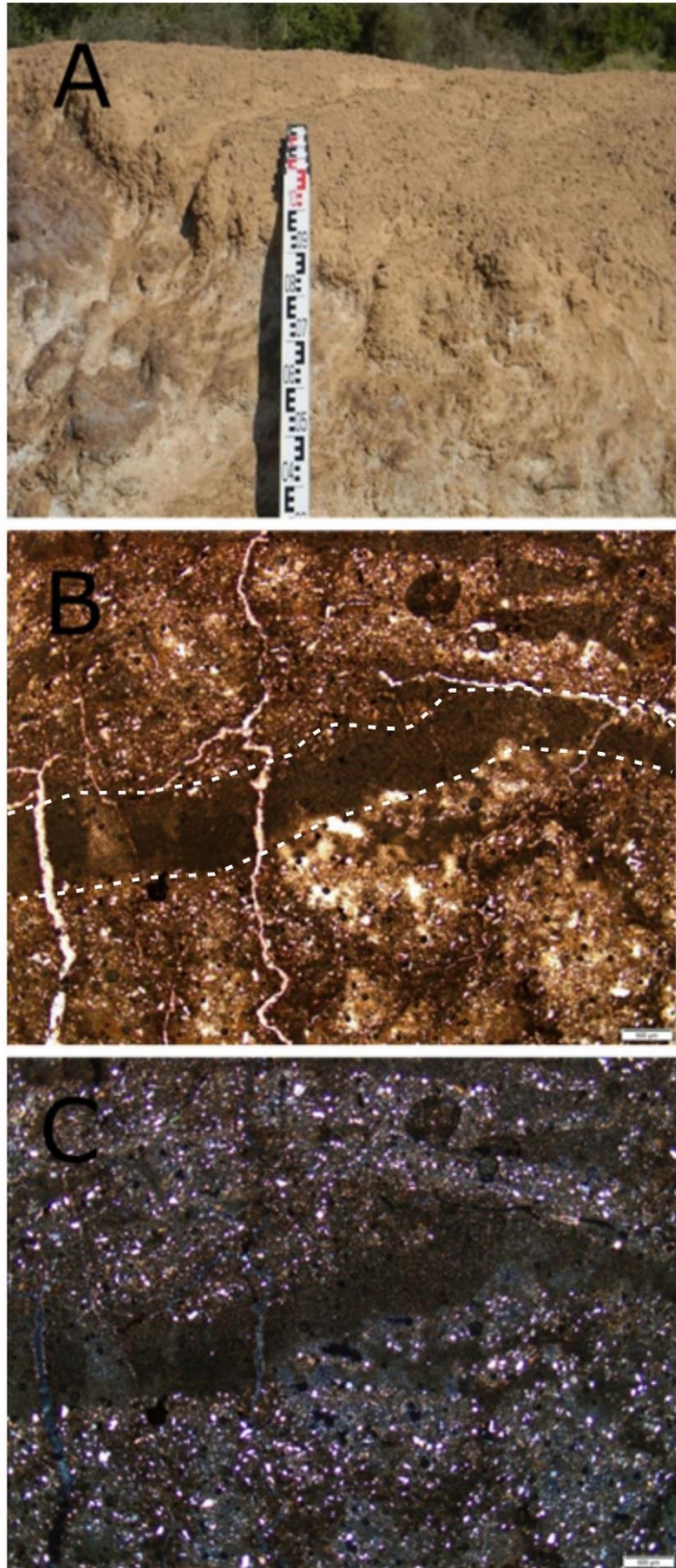


Figura 7.6 Afloramiento relicto de la UPSCA en el Lago Epecuén. B y C. Microfotografía de la UPSCA sin y con nicoles. Microlaminación (línea de puntos en B).

CAPÍTULO 8

LOS PROCESOS POSTDEPOSITACIONALES (Parte II)

8.1 Bioturbaciones-Crotovinas

8.1.1 Antecedentes

Es común en el registro estratigráfico continental, la presencia de paleocuevas y paleocuevas rellenas (crotovinas). Las mismas entran en el campo de estudio de la icnología, siendo las trazas fósiles estructuras vinculadas a la actividad biológica preservadas en el registro, constituyen herramientas útiles para realizar inferencias paleoambientales. En tal sentido se describieron en el registro geológico, icnofábricas características de paleosuelos y sedimentitas de ambientes continentales en climas semiáridos. Se han agrupado dentro de la icnofacies *Coprinisphaera* (Genise *et al.*, 2000, 2010, 2017).

Cuevas generadas por mamíferos han sido mencionadas en la literatura científica del Cenozoico tardío continental, especialmente en la región costera (Ameghino 1908; Frenguelli, 1921, 1928; Kraglievich, 1952). En los últimos años se incrementaron los trabajos detallados al respecto de detalles morfológicos, aspectos biomecánicos y su relación con los animales productores de las mismas (Vizcaíno *et al.*, 2001), (Toledo *et al.*, 2024).

En las cercanías de la ciudad de La Plata se han descrito crotovinas de hasta 1 m de diámetro atribuidas a armadillos gigantes (dasipodios y pampateridos), (Imbellone y Teruggi, 1993). En las barrancas de Mar del Plata se describieron cuevas de 13 cm de diámetro promedio y 5 metros de largo asignadas a roedores (*Actenomys*) (Genise, 1989). También en dichas barrancas litorales se citan a las paleocuevas como el mecanismo que ha disturbado profundamente el material hospedante (Beilinson y Taglioretti, 2013).

Se reconocen en el campo sobre la base de sus relaciones estratigráficas, formas subcirculares o elípticas, tamaños y límites discretos y sus rellenos principalmente arcillosos, laminados y deformados por carga. En el caso del relleno estratificado puede ser más arenoso y en parte conglomerádico (Zárate *et al.*, 1998).

Los rellenos intracrotovínicos debieron introducirse a través de la entrada de las cuevas, mediante procesos biológicos, gravitatorios, eólicos e hídricos, aunque algunos de los clastos de calcretes provendrían de derrumbes del techo. Las capas que presentan

predominio de pelitas laminadas implican procesos de decantación subácuea, producida por inundaciones sucesivas de distinta magnitud. Los conglomerados y las areniscas limosas revelan transporte por gravedad y corrientes hídricas (Imbellone *et al.*, 1990).

Para la Formación Cerro Azul, en el Este de La Pampa, se citan crotovinas atribuibles a grandes mamíferos, con rellenos de diversa índole: estratificados, laminados, grano-crecientes, con clastos carbonatados de los techos de las mismas y con ramas (de Elorriaga y Visconti, 2010).

En el partido de Adolfo Alsina, se reconocieron en planta y en afloramientos en los bordes de las lagunas bioconstrucciones con morfologías características, algunas de las cuales son antecedentes descriptas para la laguna la Paraguaya, dimensionadas y vinculadas a los mamíferos que las pudieron haber construido, en función del tamaño y morfometría de las mismas. Varios grupos de mamíferos adquirieron hábitos fosoriales en respuesta a las condiciones climáticas frías y estacionalmente secas que prevalecieron durante el Mioceno tardío en el Sur de Sudamérica. Se han atribuido a una variedad de productores, incluidos dasípodos, el notoungulado *Paedotherium minor*, *Glyptodontidae* y *Proscelidodon* sp. (Cardonatto y Melchor, 2018).

8.2.2 Crotovinas en las Unidades pedosedimentarias

En las zonas altas del partido, en la Planicie Periserrana y en la Escarpa de la Planicie Periserrana, donde afloran las unidades pedosedimentarias basal cementada (UPBC) y superior (UPS), las crotovinas se encuentran aisladas y hay de diversos tamaños y siempre las observamos en cortes de barrancas (Fig. 8.1 A y B).

En el caso de la unidad geomorfológica Paleovalle Poligenético, donde aflora la unidad pedosedimentaria basal castaño rojiza (UPBCR), las cuevas y crotovinas son tan abundantes, que representan un rasgo conspicuo y se destacan del material hospedante, por la cementación diferencial que presentan las mismas. En las plataformas costeras de las lagunas que se encuentran en las unidades geomorfológicas de los bajos sin salida se observan en planta. En muchos casos las cuevas se entrecruzan y son de distinto tamaño, se desarrollan diseños curvos o meandrosos (Fig. 8.1 C y D).

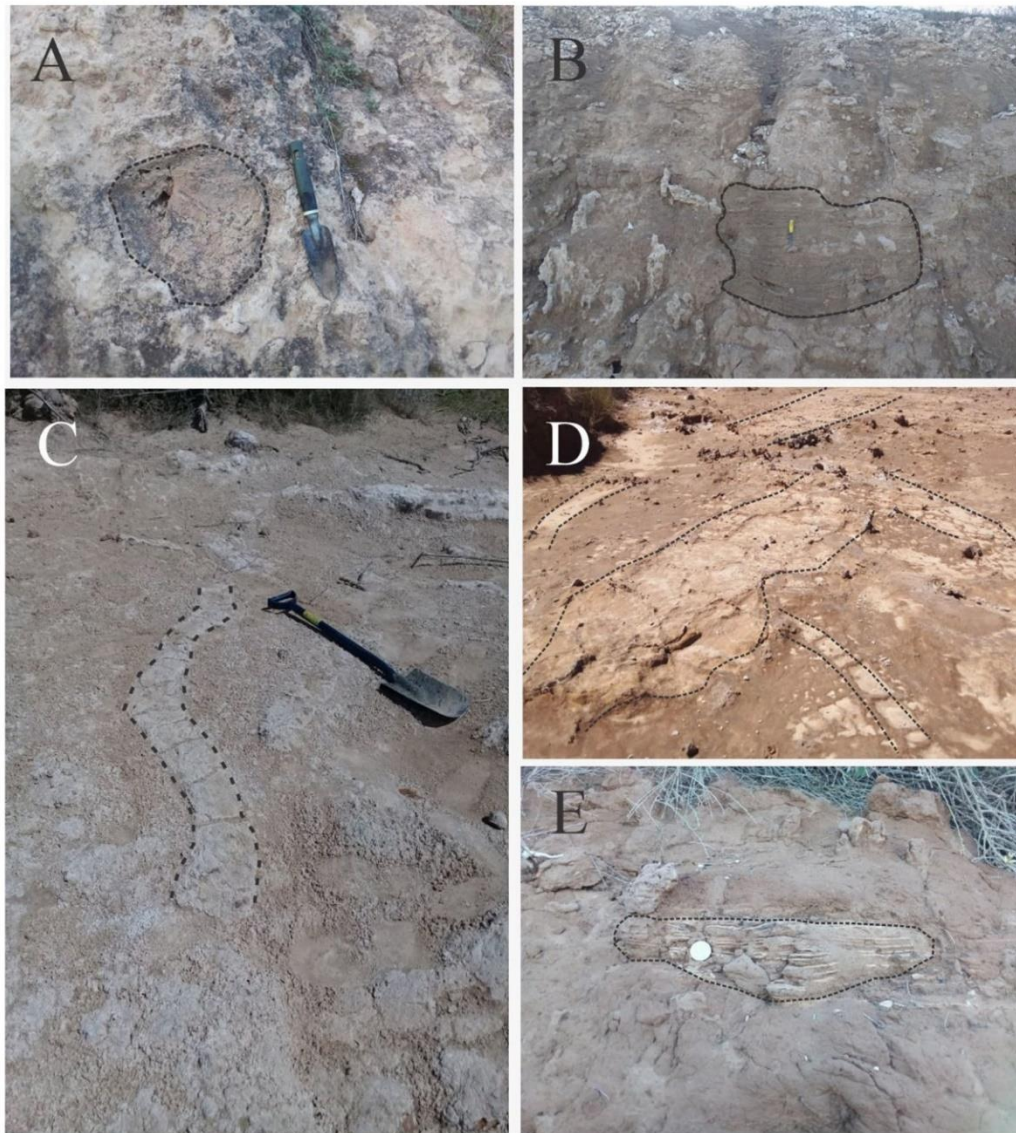


Figura 8.1. Fotografías de crotovinas. A) UPBC en Perfil Camino a Rivera B) UPS en Perfil Calle Moreno C y D) Vista en planta de la UPBCR en lago Epecuén y Arroyo Venado E) Crotovina en barranca de la UPBCR en lago Epecuén.

8.2.3 Restos Fósiles recuperados en Adolfo Alsina

A lo largo de este trabajo de tesis doctoral, junto a un grupo de trabajo interdisciplinario se han hallado restos fósiles, entre los que se encuentran:

En la Unidad Pedosedimentaria Basal Castaño Rojiza (UPBCR), (la unidad más fosilífera de la zona de estudio), se recuperaron: cingulados (*Macrochorobates* cf. *M. scalabrinii* y *Chasicotatus* cf. *C. ameghinoi*), ungulados nativos (*Pseudotypotherium* cf.

P. insigne y *Paedotherium bonaerensis*), roedores (*Cardiatherium* cf. *C. chasicoense*) y trazas fósiles (nidos de insectos que podrían atribuirse a abejas solitarias, *Celliforma* isp.).

En la UPSCA se hallaron restos de un ungulado nativo de pequeño porte (*Tremacyllus impresus*).

En la UPBC se recuperaron restos de roedores (*Lagostomus telenkechanum* y *L. pretrichodactyla*) y ungulados nativos (*Paedotherium* cf. *P. bonaerensis*), (Cruz et al., 2023).



Figura 8.2. Fotografías de algunos fósiles recuperados a) Dasipodio en UPBCR B) Fragmento de hemimandíbula de *Cardiatherium* (Carpincho) en UPBCR C) Roedor en UPBC perfil Camino Rivera.

En el registro fosilífero hallado, los especímenes se enmarcan en un amplio biocron dentro de los límites temporales de las Edades Mamífero Chasiquense – Huaqueriense. La continuidad de los estudios interdisciplinarios en todo el ámbito de las lagunas encadenadas del Oeste podrá ofrecer un cuadro bioestratigráfico más ajustado, para estos depósitos de la FCA en el Oeste bonaerense.

8.2.3 Rizolitos

Los rizolitos se definen como estructuras organosedimentarias que resultan de la preservación de raíces de plantas superiores, o restos de las mismas, en materia mineral. Son indicadores de paleosuelos y por lo tanto de ambientes vadosos subaéreos en sucesiones antiguas. Se caracterizaron cinco tipos de rizolitos: (1) Moldes, (2) Moldes rellenos, (3) Tubos cementados, (4) Rizoconcreciones SS y (5) Petrificaciones radiculares. Las rizoconcreciones S.S. son acumulaciones minerales concrecionales pedodiagnéticas (comúnmente de calcita de bajo contenido de magnesio) alrededor de las raíces de las plantas (Klappa, 1980).

En las unidades pedosedimentarias, analizadas en esta Tesis, se discriminaron diversas morfologías de rizolitos, en el caso de la UPBCR se encontraron rizoconcreciones que sobresalen del material hospedante dada su mayor resistencia a la erosión. Se trata de agrupaciones discretas de rizolitos de morfologías dendroides mamelonares (Fig.8.4 B). En otras unidades como la UPBC se destacan rizolitos que representarían la raíz de plantas vasculares de mediano a gran porte, con morfologías pivotantes. En la UPS se destacan las rizoconcreciones en candelabro. En tanto, en la UPSCA morfologías tipo pivotantes y en forma de tabiques.

Se realizaron cortes delgados de las rizoconcreciones y se observó en ellas rasgos de sedimentación palustre como la presencia de pedorelictos peletizados y peloides, nódulos carbonáticos, inmersos en una matriz dolomítica, con cristales tamaño esparítico. Los clastos muestran evidencias de corrosión avanzada (Fig. 8.4 E). Los difractogramas de roca total de una rizoconcreción de la UPBC en perfil Camino Rivera, confirman su composición dolomítica (Fig.8.3). Por tanto, correspondería su clasificación de dolocretes (Armenteros, 2010). En tal sentido, Colson y Cojan 1996, consideran que la formación de las rizoconcreciones de composición dolomítica es compleja, donde se asocian la mezcla de aguas freáticas y salmueras lacustres.

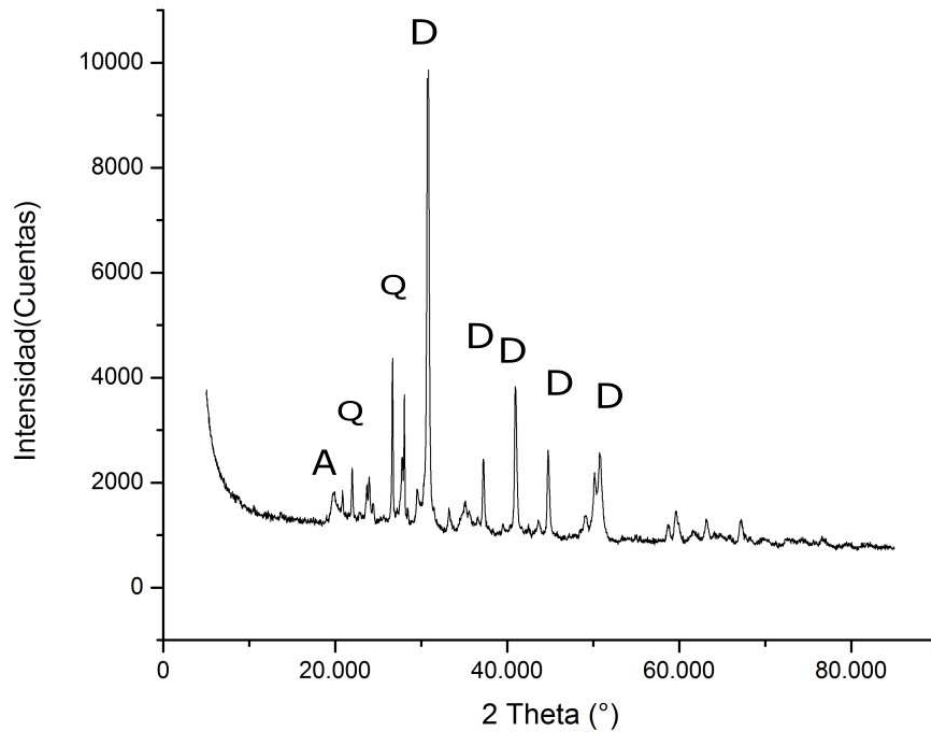


Figura 8.3. Difractograma en Roca Total de una Rizoconcreción: (A) Arcillas (Q) Cuarzo (D) Dolomita.

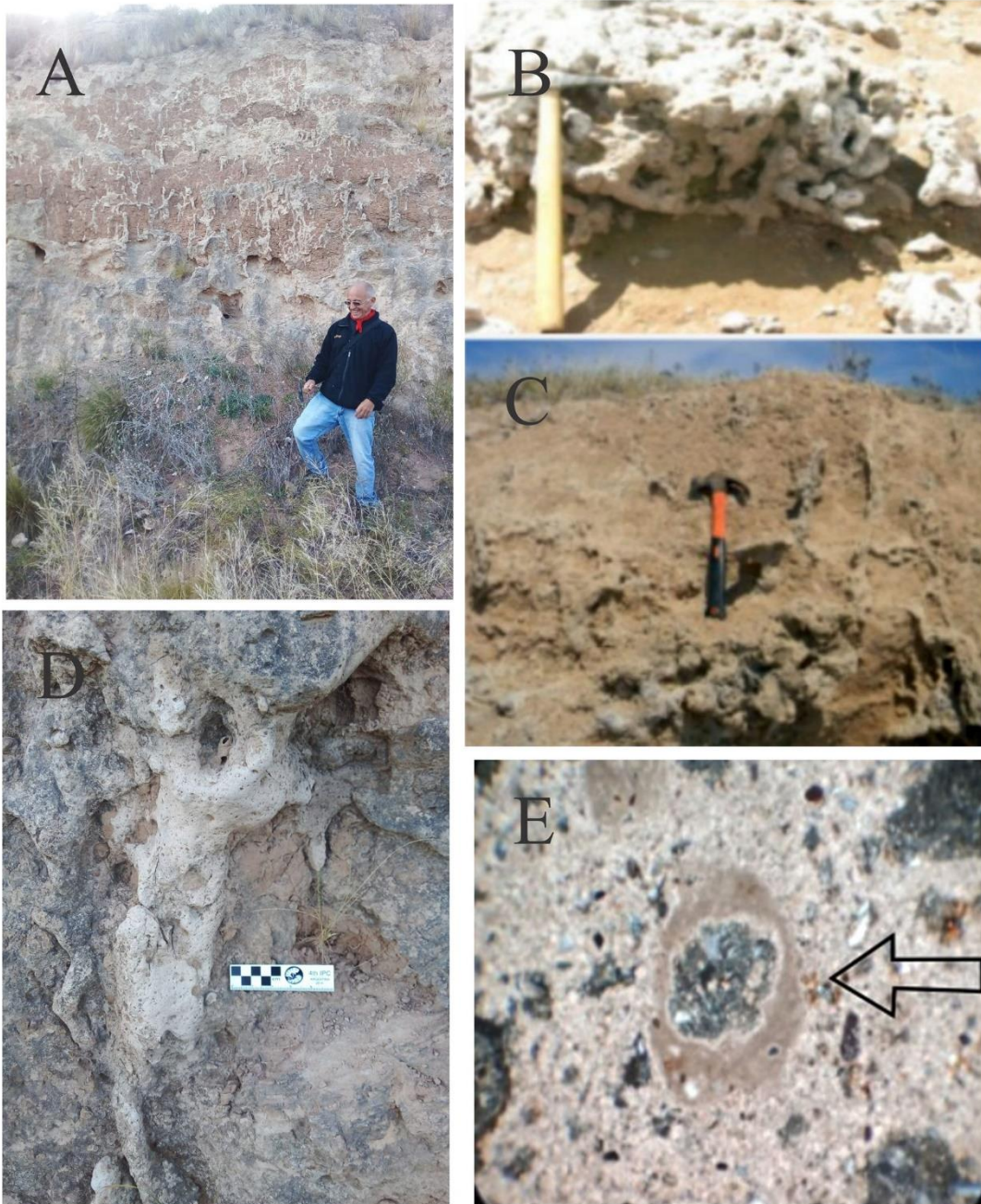


Figura 8.4 Fotografías de rizoconcreciones A) Perfil Camino Rivera USP, B) UPBCR en laguna La Paraguaya, C) UPSCA Laguna La Paraguaya, D) UPBC Camino Rivera, E) Microfotografía de rizo-dolocrete donde se remarca con flecha el pedorelictto peletizado.

8.3 Carbonatación

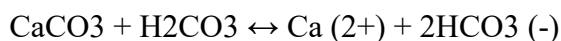
La relevancia de los carbonatos en ambientes continentales excede el ámbito pedológico. Reviste interés en aspectos geomorfológicos, ambientales, geoquímicos y por supuesto geológicos, siendo común su aparición en el registro estratigráfico. Hoy en día hay un incremento en los estudios geobiológicos y geo microbiológicos, indudablemente, unos de los mayores avances en los últimos tiempos es el rol de la vegetación y de matas microbianas en la formación de ciertos tipos de carbonatos (Wright, 2007).

Según Yaalon (1988) los suelos con horizontes cálcicos o petrocálcicos cubren alrededor del 13% de la superficie terrestre. Son el resultado de la cementación en forma displasiva y de reemplazo en perfiles de suelo donde las aguas están saturadas en carbonatos (Wright, 2007). Los horizontes cálcicos se desarrollan en suelos donde hay una humedad neta deficiente, de tal manera que el carbonato producido en una estación más seca no se lixivia durante una temporada más húmeda (Goudi, 1983).

Bajo dichas condiciones climáticas y ambientales, los principales factores que controlan su formación son: la composición química del agua, la posición del nivel freático, la roca huésped, el tiempo de exposición subárea, y la actividad biológica (vegetación, hongos, bacterias) (Alonzo Zarza, 2003). Se han reportado en Inceptisoles, Aridisoles, Alfisoles, Molisoles y Vertisoles (Retallack, 2000).

Carbonatos pedogenéticos, especialmente aquellos con un alto grado de desarrollo, requieren un largo tiempo de residencia en el *solum* para acumularse, y como tales se encuentran en superficies geomorfológicas estables (Esteban y Klappa, 1983).

La presencia de precipitados carbonatados responde a la siguiente ecuación:



Un aumento de la $p\text{CO}_2$ o una disminución del pH tiende la reacción hacia la derecha. La precipitación se ve favorecida por una alta concentración iónica, pH alcalinos o una reducción de la $p\text{CO}_2$ en la zona vadosa.

Entre los carbonatos continentales pueden diferenciarse los carbonatos palustres, las calcretas pedogenéticas, las calcretas de aguas subterráneas, los carbonatos kársticos y los de ambientes fluviales, entre otros. Sin embargo, existen ciertas dificultades a la hora de diferenciar entre los subambientes de formación de carbonatos, puesto que tienen un entramado espectro de relaciones complejas. En zonas áridas a semiáridas la

precipitación de carbonato en aguas freáticas someras posee características compartidas con los calcretes pedogenéticos y palustres (Wright, 2007).

Los carbonatos lacustres se destacan por la presencia de oncoides, conchas de gasterópodos y moluscos, carófitas y ostrácodos, así como peloides e intraclastos pelíticos (Alonzo Zarza, 2003).

De acuerdo a Bouza *et al.* (2007), bajo condiciones de clima árido y semiárido los carbonatos se encuentran asociados a paligorskita y sepiolita. Se trata de filosilicatos ricos en Mg de textura fibrosa. Ambos argilominerales son sensibles a los cambios climáticos (Wright, y Tucker, 1991.)

Goudie (1983) reconoce dos mecanismos principales para la formación de carbonatos pedogenéticos; *per ascensum* cuando los iones son movilizados por aguas freáticas someras y precipitan en la zona capilar, producto de la pérdida de agua por evapotranspiración y *per descensum* el aporte de iones proviene de polvo eólico, de flujos ácuos en clima semiárido. Según Alonzo Zarza y Wright (2010) este modelo se comprende mejor asociando procesos de eluviación y de iluviación pedogenéticos, a su vez reconocen la complejidad involucrada en los procesos de formación.

8.3.1 Clasificaciones de carbonatos pedogenéticos

El término caliche fue postulado por Blake (1901), con el tiempo el término se utilizó como sinónimo de calcrete que fue popularizado por Goudie en 1983, entendido como acumulaciones de carbonato formado en ambiente continental en clima semiárido, con regímenes de humedad del suelo tórrido, ústico y xérico y desarrollado en un suelo preexistente o en sedimentos inconsolidados. Aunque estos términos no tienen una connotación genética ya que incluyen también aquellas acumulaciones no pedogenéticas que ocurren en la franja capilar o en la zona de fluctuación freática (Bouza, 2012). A pesar de esto, en las clasificaciones de suelos se utiliza el horizonte K, petrocalcico (Gile *et al.*, 1965). En este trabajo utilizaremos el término **calcretas** para describir las distintas acumulaciones carbonáticas que se presentan en los materiales neógenos de nuestra zona de estudio.

Durante mucho tiempo, el estudio de las calcretas sólo apuntaba a describir sus distintas morfologías, pero actualmente estas son consideradas de utilidad para interpretar condiciones paleoambientales. Gile *et al.* (1966) propusieron que la morfología de las calcretas pedogenéticas podía verse como una secuencia de estados morfológicos que

reflejan los diferentes grados de desarrollo. En tal sentido, con un criterio similar, Machette (1985) reconoce 6 etapas de madurez que reflejan el grado de evolución pedogenética del suelo, siendo la etapa I la menos evolucionada y las VI la de mayor madurez.

Con el mismo criterio, Esteban y Klappa (1983), definen a las “facies de caliches” como depósitos carbonáticos pedogenéticos con zonación vertical. Así distinguen cuatro tipos, 1) las **pulverulentas y masivas**, 2) los **nódulos carbonáticos** aislados; 3) **laminares** que conforman redes de venillas subhorizontales enmarcadas en un cuerpo de geometría tabular plana de 0,30 y 1 metro de espesor y 4) 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 avanzada (hardpan). 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.

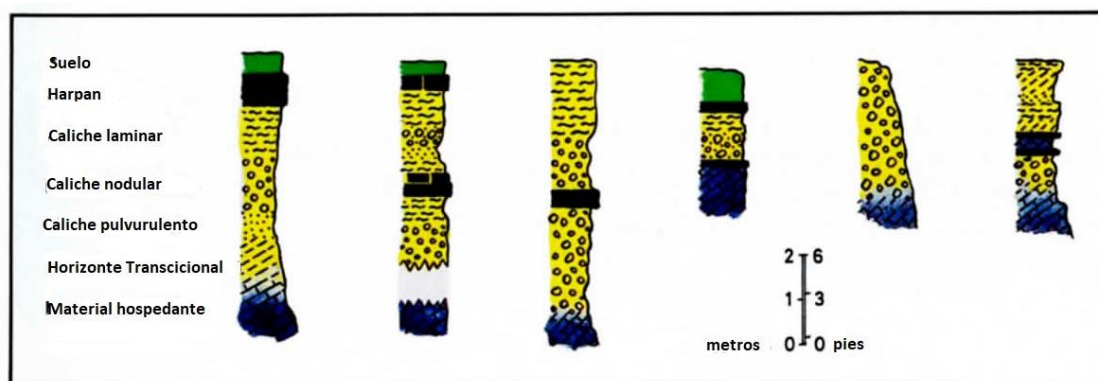


Figura 8.5 Imagen de las características macroscópicas en perfiles de calcretas (Tomado y modificado de Esteban y Klappa,1983).

8.3.2 Antecedentes acerca de Calcretas en la provincia de Buenos Aires y La Pampa

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 (Zarate, 2005).

En las calcretas desarrolladas sobre los depósitos loessoides del Cenozoico tardío, el carbonato de calcio, puede estar diseminado homogéneamente en la matriz o como cementante de los depósitos; 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 panel de abejas, en enrejado, mamelonares o arriñonadas, venillas, venas, láminas y pisos masivos de gran dureza (Zárate, 2005).

Recientemente, se han estudiado las calcretas desde un punto de vista macro y micromorfológico en la FCA en la provincia de La Pampa, lo que evidenció que las mismas se desarrollaron sobre distintas unidades morfoestratigráficas (Etcheverría y Folguera, 2014).

Según Visconti (2007), los calcretes cuspidales de la FCA en La Pampa, se formaron con posterioridad a la depositación de las limolitas una vez estabilizado el paisaje permitiendo la preservación de las capas infrayacentes durante su exhumación; se trata de una caliza micrítica, con capas subhorizontales a planares y capas pisolíticas. La edad de estos calcretes podría ser Miocena, Pliocena o aún más joven (Vogt *et al.*, 1999).

Lorenz (2002) realiza un estudio geomorfológico asumiendo que hay una calcreta principal y la mapea en continuidad desde La Pampa hasta el Positivo Bonaerense y la data por el método de Carbono 14 arrojando una edad de 20000 años y la asigna al último máximo glacial. Sin embargo, se ha planteado la existencia de varios niveles de calcretas (hasta 7 niveles), en diversas superficies geomorfológicas (Voght, 1999).

8.3.3 Superficies geomorfológicas calcretizadas en nuestra área de estudio

En el partido de Adolfo Alsina se discriminaron y mapearon superficies geomorfológicas (Capítulo 4). Muchas de ellas, sobre todo en la unidad PPS, a medida que nos adentramos en el piedemonte serrano, y van aumentando las cotas se encuentran **superficies escalonadas** carbonatadas en su sección cuspidal. En todo el piedemonte de Sierra de la Ventana se encuentran estas superficies fuertemente calcretizadas. No contamos con un análisis topográfico a la escala necesaria de detalle que se requiere para mapear estas superficies. Las mismas presentan un fuerte grado de brechamiento y

plegamiento con longitudes de onda de hasta 2 metros. En algunos perfiles como en la superficie cercana a la localidad de San Miguel Arcángel, el grado de brechamiento que poseen dificulta interpretar la relación con el material hospedante (Fig. 8.6). Sin embargo, en el perfil Calle Moreno (Capítulo 5) se puede observar que el material hospedante es un fanglomerado, con clastos angulosos de composición carbonática (intraclastos carbonáticos) de hasta 20 cm de diámetro. El plegamiento que presentan puede estar asociado a ciclos de disolución, fracturamiento y reprecipitación del carbonato asociado a cambios climáticos cíclicos, desde condiciones de relativa mayor humedad a aridez-semiaridez (Sosa *et al.*, 2017).

Los tiempos de formación de estos materiales está supeditado a condiciones climáticas, relieve, escurrimiento, evidencian tasas de sedimentación extremadamente bajas y la presencia de superficies geomorfológicas estables. Pese a ello, sobre la base de las características descritas, se propone un tiempo mínimo de formación de 500 mil años (Birkeland, 1984; Sosa *et al.*, 2017; Bouza, 2012).

8.3.4 Micromorfología de las calcretas

Se analizó al microscopio petrográfico la calcreta aflorante en el perfil Calle Moreno. En este caso, se evidencia que la misma tienen como sustrato hospedante un material edafizado, que ha sido disturbado, presenta una microfábrica brechosa, por lo que, varios de los componentes identificados como pedoclastos y clastos de cutanes



Figura 8.6 Fotografía de afloramiento una superficie geomorfológica con una calcretización avanzada con alto grado de brechamiento, en las cercanías de San Miguel Arcángel.

(pámulas de Brewer) han sido incorporados a través del perfil. Presenta además sobreimpuestos procesos de cementación carbonática. También se encuentran peloides en la matriz y en el relleno de grietas y vacíos, los cuales presentan revestimientos de calcita subesparítica, hiporevestimientos de carbonato micrítico sucio y en algunos casos iluviación argílica(cutanes). Presenta también en el relleno de grietas cristales aciculares de calcita formando una microfábrica alveolar septal (microtextura beta). Se clasifica como CALCISOL según Mack *et al.*, (1993). Desde el aspecto evolutivo de la calcreta se trata de un HARDPAN. Sin embargo los múltiples procesos pedológicos que presentan evidencia poligénesis.

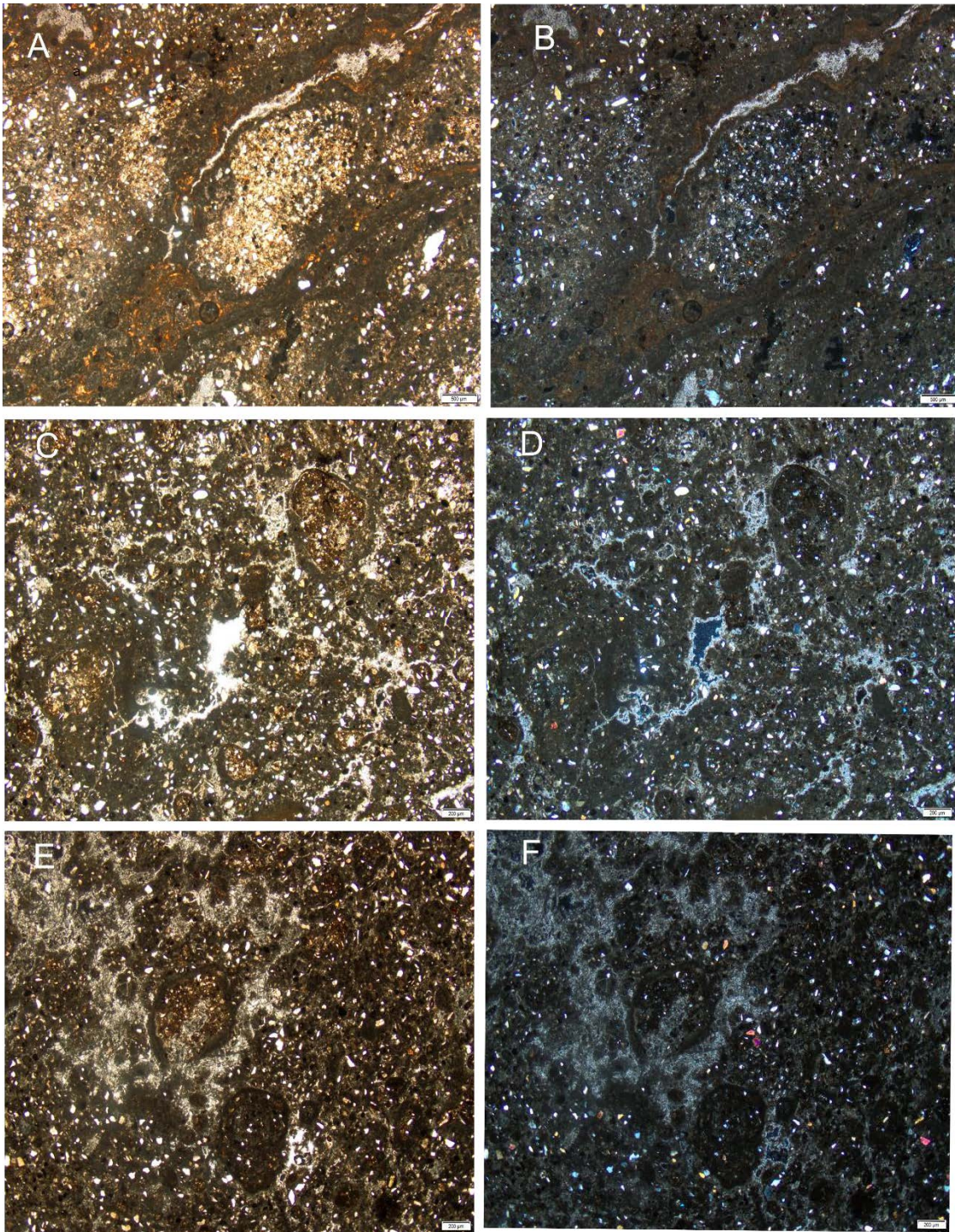


Figura 8.7 Microfotografías de la calcreta aflorante en el Perfil Calle Moreno.

CAPÍTULO 9

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

El análisis desarrollado en la presente tesis doctoral permitió avanzar en el conocimiento de la geología superficial del Sur-Oeste bonaerense. Se han elaborado consideraciones y arribado a conclusiones en torno a aspectos ambientales, geomorfológicos, sedimentológicos y sedimento-pedológicos de las unidades aflorantes en el área. En el presente apartado se discutirán a modo de síntesis la integración de los resultados obtenidos, vinculándolos con los modelos sedimentarios establecidos para la Formación Cerro Azul, entre los que se destacan aspectos relacionados a controles en los procesos sedimentarios, tectónicos, de procedencia, fenómenos pedodiagenéticos y geomorfológicos. Por último, se evaluarán modelos hipotéticos sobre la historia geológica de la FCA en el partido de Adolfo Alsina.

9.1 Discusión tecto-sedimentaria

En el área afloran sedimentitas correspondientes a dos subciclos depositacionales en el sentido de Zárte (2005); el subciclo Mio-Plioceno y por otro el Pleistoceno-Holoceno. Se estima que en el Plio-Pleistoceno hubo un período de erosión o no depositación. En este trabajo se ha puesto énfasis a la caracterización de los depósitos Neógenos, teniendo en cuenta los buenos afloramientos que presentan los mismos y la necesidad de avanzar en su estudio, para integrarlo al modelo de evolución del Cenozoico tardío en la región pampeana.

Los depósitos del Mioceno tardío en la región central de Argentina, consisten en un manto sedimentario relativamente uniforme entre 50 y 150 metros de espesor. Los mayores espesores se depositaron en áreas de cuencas sedimentarias y los menores sobre sustratos basamentales. La composición litológica es volcánico-clástica con variaciones locales (Visconti, 2007). Representan la sedimentación sinorogénica distal del antepaís andino durante el lapso comprendido (Folguera y Zárte, 2009).

La amplia distribución de los depósitos Miocenos tardíos y sus moderados espesores indican un espacio de acomodación reducido en las cuencas de antepaís distal (Dávila y Lithgow Bertelloni, 2007). La formación de paleosuelos representaría una sedimentación episódica, y la presencia cuspidal de calcretes bajas tasas de sedimentación y subsidencia.

Otro fenómeno registrado en todo el ámbito de la Pampa serrana e interserrana es un período de erosión y/o no depositación para el subciclo Plio-Pleistoceno (Sosa *et al.*, 2017). En este sentido, tanto los análisis topográficos del terreno como geomorfológicos realizados en este trabajo en Adolfo Alsina, sugieren un contexto de erosión retrocedente, afectando a las unidades más distales del piedemonte serrano, labrándolas intensamente, mientras que la zona proximal del piedemonte habría sido menos afectada y habría funcionado como una superficie estable durante mayor tiempo, lo cual es acorde con la formación de calcretas pedogenéticas más evolucionadas en esta región.

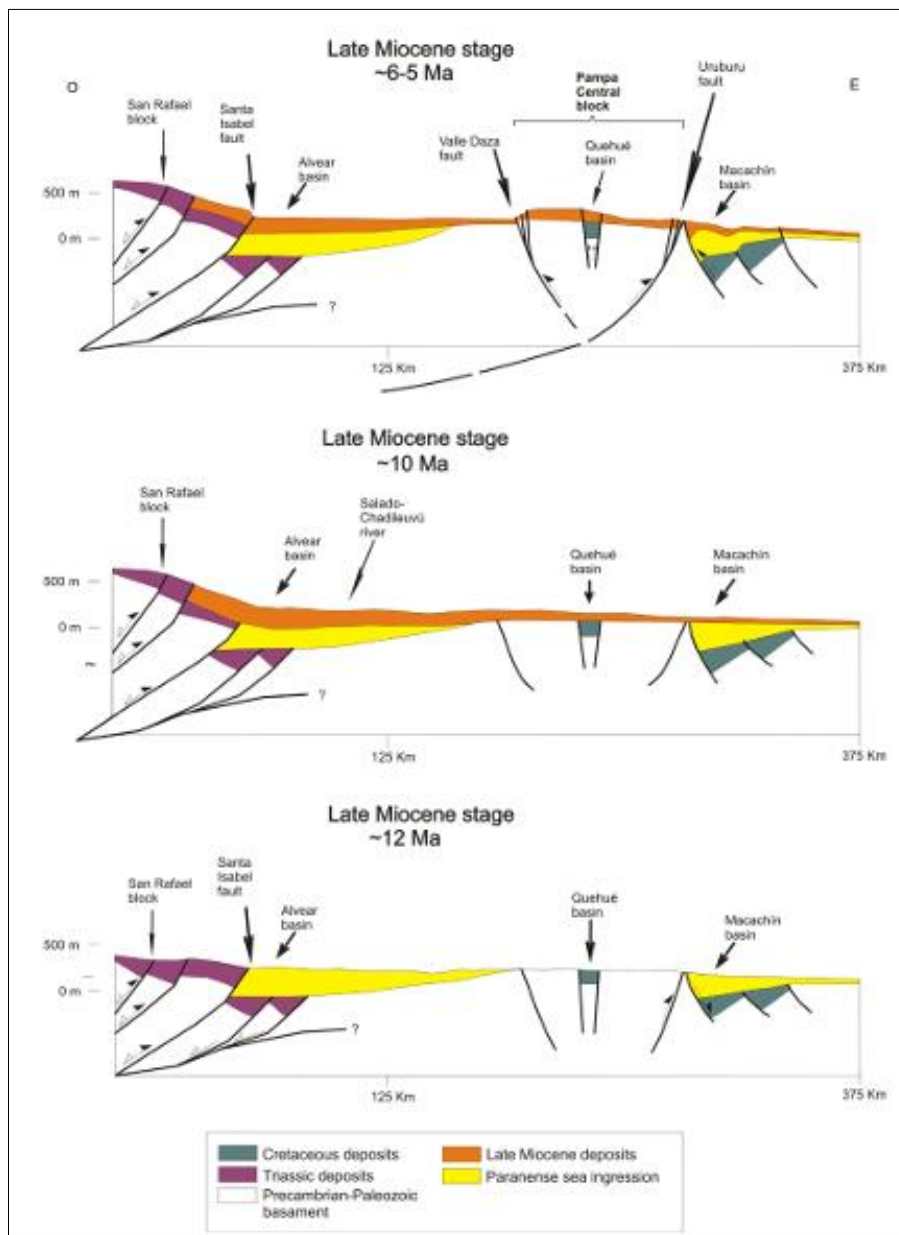


Figura 9.2 Modelo tecto-sedimentario para la FCA (Tomado de Folguera *et al.*, 2015).

9.2 Discusión pedosedimentológica

Se estima que la composición detrítica de los sedimentos en las cuencas estaría controlada por 4 factores en el sentido de Suttner (1974): procedencia, transporte, ambiente depositacional y diagénesis. Con la finalidad de comprender y evaluar dichos factores en nuestra zona de estudio, se realizaron análisis mineralógicos, petrográficos, pedosedimentológicos y geomorfológicos.

Los componentes volcánico-piroclásticos reelaborados que dominan el material de las unidades que conforman las sucesiones pedosedimentarias en esta región del Oeste bonaerense es bien conocido incluso para depósitos loéssicos más modernos (Zarate y Blasi, 1991, 1993). Mineralógicamente, se reconocen componentes volcánico-piroclásticos, sumado a materiales epiclásticos deflacionados por el viento conformando el material primario de los depósitos loéssicos del Cenozoico pampeano, por lo que se clasificarían como tufitas. La alta proporción de componentes vítreos (mayor al 50% en algunos casos) avalaría que se denominen, más precisamente como orto-tufitas (Teruggi, 1978).

En nuestro estudio, la identificación de trizas vítreas, resultan componentes muy abundantes, donde domina el tamaño limo grueso, pero incluso en algunos casos se registran tamaño arena fina (180 μm) con signos de desvitrificación avanzada. Esta composición volcanoclástica de las unidades implica una fuente de aporte piroclástico ácido a intermedio primario o retrabajado. En tal sentido se citan dos ciclos eruptivos para el lapso comprendido, en la zona del arco volcánico andino del sur mendocino: Molle (Oligoceno superior-Mioceno) y Huincan (Mioceno medio-superior). No se descartan, como ha expresado Visconti (2007), otras fuentes de aportes de áreas volcánicas de la Patagonia norte.

Se reconoció, además, que la composición mineralógica de los componentes del esqueleto de las unidades pedosedimentarias del partido de Alsina, fundamentalmente de los de las zonas altas EPPS, PPS y cerros relicticos dentro del Paleovalle, si bien de procedencia volcanoclástica con vidrio volcánico y litoclastos volcánicos (escasos), están acompañados, en forma frecuente, por los de procedencia metamórfica. Entre estos, cuarzos con evidencias de stress deformacional, plagioclasas macladas vs. zonales y una abundancia relativa de anfíboles en la suite de minerales pesados que podrían estar

indicando la influencia de la Sierra de la Ventana como área de aporte local, y que se vincularían con las unidades Paleozoicas que afloran en dicho sistema serrano.

Las acumulaciones “parentales” o primarias de las unidades pedosedimentarias serían depósitos de loess y/o loessoides y corresponderían granulométricamente a limos arenosos a arenas limosas de acuerdo al tamaño de los clastos identificados. Pero teniendo en cuenta la reorganización pedogenética que presentan, deberían adscribirse al tipo litológico loess meteorizado (*weathered loess*) definido por Pye (1987) y/o loess secundario meteorizado.

En cuanto, a la diagénesis, los procesos postdeposicionales que presentan las unidades se pueden dividir en tres grupos de fenómenos: bioturbación, carbonatación y pedogénesis. Sin embargo, esto simplemente busca ordenar, para su estudio, mecanismos que forman un todo orgánico, que podría denominarse **pedodiagénesis** (Klappa, 1983).

Los análisis macro y micromorfológico han contribuido a segregar dos tipos de grupos de paleosuelos, por un lado, **Protosoles** y algunos **Calcisoles** en la unidad geomorfológica de los bajos sin salida dentro del PVP y **Calcisoles** con rasgos vérticos e hidromórficos en las zonas altas, tanto en los cerros relictos dentro del valle, como en las unidades pedosedimentarias de la EPPS y PPS.

La Unidad Pedológica Basal Castaño Rojiza (**UPBCR**) se desarrolla en los bajos sin salida, aflora en barrancas y plataformas de abrasión de cuerpos salinos en todo el ámbito de las lagunas encadenadas del Oeste y dentro de bajos en el Valle Argentino, Salinas Grandes de Hidalgo, Laguna Ultracán, y es seguramente la unidad que el Dr. Rosendo Pascual denominara **Fm. Epecuén**. Un rasgo conspicuo de la misma es la falta evidente de horizonación. Los depósitos no miden más de 2 metros de espesor aflorante y se presentan en general con un aspecto masivo. Rasgos de carbonatación aparecen ligados a las estructuras biogénicas (crotovinas, rizolitos). En algunos perfiles, particularmente en la Laguna La Paraguaya, se logran apreciar las estructuras mecánicas primarias, laminaciones heterolíticas fundamentalmente. Los análisis mineralógicos de la fracción arcilla de la UPBCR registran una asociación de interestratificados illita/esmectitas con zeolitas (clinoptilolita), lo que indica una probable neoformación producto de alteración del vidrio volcánico en ambientes lacustres someros, con aguas alcalinas en climas semiáridos, (Iñiguez Rodríguez *et al.*, 1987).

La unidad está fuertemente bioturbadas por la actividad de vertebrados cavadores que han formado paleocuevas de variados tamaños llegando a tener algunas de ellas grandes dimensiones (Fig. 8.1). Se reconocieron en planta y en afloramientos, en los bordes de las lagunas bioconstrucciones con morfologías características, se las vincula a la adquisición de hábitos fosoriales de varios grupos de mamíferos en respuesta a las condiciones climáticas frías y estacionalmente secas que prevalecieron durante el Mioceno tardío en el Sur de Sudamérica. Se pueden atribuir a una variedad de productores, incluidos dasipodios, el notoungulado *Paedotherium minor*, *Glyptodontidae* y *Proscelidodon* sp. tal lo indicado por Cardonatto y Melchor (2018) para la laguna La Paraguaya.

En la UPBCR (la unidad más fosilífera de la zona de estudio), se recuperaron por parte de nuestro grupo de trabajo: cingulados (*Macrochorobates* cf. *M. scalabrinii* y *Chasicotatus* cf. *C. ameghinoi*), ungulados nativos (*Pseudotypotherium* cf. *P. insigne* y *Paedotherium bonaerensis*), roedores (*Cardiatherium* cf. *C. chasicoense*) y trazas fósiles (nidos de insectos que podrían atribuirse a abejas solitarias).

Estos análisis sumados al hallazgo de carpincho (*Cardiatherium*) aportan evidencias para asignar un paleoambiente palustre-lacustre somero, al menos en la laguna La Paraguaya para la UPBCR.

Para la UPSCA que aflora por encima de la UPBCR en los bajos sin salida, no cabe duda de su génesis fluvial con procesos pedogenéticos superpuestos. Observaciones de campo llevados a cabo a lo largo de este trabajo, la encuentran en todo el ámbito de las lagunas encadenadas del Oeste. Queda abierta su cronología a futuros estudios. Por las características de yacencia consideramos que se trata de una unidad de relleno de los bajos con posterioridad a la incisión de estos y más moderna que la UPBCR.

9.3 Evolución pedodiagenética

Merece un apartado propio la evolución pedodiagenética de las unidades, fundamentalmente de la EPPS y PPS como así de los cerros relictos del PVP que conforman paleosuelos evolucionados y complejos.

Las **calcretas pedogenéticas** de diversas morfologías macro y microscópicas que se observan en las unidades de las zonas altas preferentemente, evidencian varios ciclos pedogenéticos superpuestos, formando sucesiones de paleosuelos complejos.

En tanto, la superposición de rasgos pedológicos que originan perfiles de paleosuelos complejos como los de las zonas altas del partido, señalaría que la acumulación de polvo eólico se mantuvo en general por debajo de las tasas de formación de suelos. En este sentido, Teruggi e Imbellone (1987) atribuyen la poligénesis de los paleosuelos al reducido espesor de los mantos eólicos depositados en las sucesiones cenozoicas.

Teniendo en cuenta las características micromorfológicas de estos paleosuelos los clasificamos como Calcisoles con características vérticas e hidromórficas. Sin embargo, esta simplificación sistemática no logra desentrañar la compleja trama de sucesos que esconden estos paleosuelos y que por medio del análisis petrográfico hemos inferido una posible secuencia de procesos.

El puntapié inicial para la reconstrucción lo brindan los agregados relícticos de suelo, que en varios casos merecen el nombre de **pedorelicto**. Hemos evaluado la textura y composición de los mismos en el Capítulo 6, donde se destaca una fábrica porfírica abierta y un plasma compuesto por arcillas no orientadas y material orgánico indiferenciado. Hemos destacado la composición volcanoclástica de los mismos y la gran presencia de trizas vítreas. También, se ha descrito su fábrica-b reticulada estriada. Por lo tanto, estos pedorelictos podrían remitir a suelos preexistentes con características vérticas en un paleoclima templado con estacionalidad marcada.

La microfábrica brechosa que presentan los paleosuelos por procesos de carbonatación, como así también la microtextura alveolar septal, en forma de calcita acicular, en el relleno de vacíos, es producto de una asociación de actividad fúngica y radicular en ambientes semiáridos (Wright, 2007).

En algunos casos los pedorelictos presentan alto grado de redondeamiento y varios pulsos de revestimientos de calcita micrítica “sucía”, lo que podría estar evidenciando, transporte por un lado y eventos palustres por otro en la conformación de los depósitos.

Asimismo, el cambio composicional entre los clastos del esqueleto de la unidad pedosedimentaria respecto a los individuos que conforman el esqueleto del pedorelicto, tal vez deba considerarse como una modificación del aporte de material sedimentario entre los diversos eventos de acumulación a lo largo de la historia depositacional.

Se estima una aridización para el Mioceno tardío luego del óptimo climático del Mioceno medio, producto del alzamiento de la cordillera y la subsecuente sombra de

lluvias (Bucher, 2021). Sin embargo, todas estas características que hemos discutido nos hacen reflexionar acerca de la sobre-simplificación en la interpretación paleoclimática que se suele hacer a partir de los paleosuelos, asignándolos a un sólo régimen climático, cuando podrían tener rasgos sobreimpuestos de varios ciclos climáticos con fluctuaciones de menor orden.

9.4 Discusión geomorfológica e historia geológica

Hemos señalado que en el partido de Adolfo Alsina (AA) confluyen dos unidades fisiográficas: la Pampa Serrana y la Pampa Arenosa. Se interpone entre estas, una zona deprimida de morfología longitudinal de orientación SO-NE de extensión regional, donde se aloja el sistema de lagunas encadenadas del Oeste bonaerense. Esta geoestructura fue denominada Lineamiento de Vallimanca (Selles Martinez, 1987). Su génesis es motivo de debate. Hacia el SO se continúa en el Valle Argentino en la provincia de La Pampa. Es por ello que los antecedentes de estudios geológicos realizados al Oeste del meridiano V han servido de base para comprender los fenómenos que modelaron el paisaje al Este en AA y permitió también integrar los aspectos que regularon la sedimentación de los depósitos continentales a partir del Mioceno tardío en la región central de Argentina.

En la presente tesis se realizaron trabajos de cartografía temática aplicada con mapas geomorfológicos a escala de semidetalle (1:200000). Se generaron archivos digitalizados con información geoespacial georreferenciada. Se definieron cuatro unidades geomorfológicas: la Planicie Arenosa (PA), el Paleovalle Poligenético (PVP), la Escarpa de la Planicie Periserrana (EPPS) y la Planicie Periserrana (PPS). Se identificaron los elementos geomorfológicos en cada una de ellas. Se observó que en cada unidad geomorfológica afloran sedimentitas pedogenizadas con características particulares. Por lo tanto, las unidades pedosedimentarias que afloran en dichas unidades geomorfológicas conformarían unidades morfoestratigráficas.

En el Centro-Sur del Partido se constató la existencia de paisajes heredados resultado del predominio de procesos erosivos. En la PPS se destacan retrocesos de pendiente, modelado de redes de drenaje hoy inexistentes y numerosas cubetas ocupadas por cuerpos de agua dulce, probablemente por fenómenos de disolución kárstica que actuaron a lo largo de un intervalo temporal de gran magnitud. En el PVP se identificaron terrenos remanentes o formas de degradación (cerros testigos), bajos que alojan lagunas endorreicas. Los rasgos constructivos son escasos, algunas dunas aisladas y el manto de

loess regional Pleistoceno tardío- Holoceno que tapiza el relieve pero que como es característico no ha generado formas de lecho. En el sector Norte por su parte, los rasgos más conspicuos son las formas de agradación y están representadas por dunas parabólicas y campos de arena, aunque degradados por actividad antrópica (laboreo) y erosión pluvial.

Se discriminaron y mapearon superficies geomorfológicas. Muchas de ellas, sobre todo en la unidad PPS, a medida que nos adentramos en el piedemonte serrano, y van aumentando las cotas, se registran **superficies escalonadas** que se encuentran carbonatadas en su sección cuspidal. En todo el piedemonte de Sierra de la Ventana se encuentran superficies fuertemente calcretizadas. No contamos con un análisis topográfico a la escala necesaria de detalle que se requiere para mapear estas superficies. Las mismas presentan un fuerte grado de brechamiento y plegamiento con longitudes de onda de hasta 2 metros. En algunos perfiles como en calle Moreno el material hospedante de la calcretización es un fanglomerado (Capítulo 5), con clastos angulosos de composición carbonática (intraclastos carbonáticos) de hasta 20 cm de diámetro. En otros casos como en la superficie cercana a la localidad de San Miguel Arcángel, el grado de brechamiento que poseen dificulta interpretar la relación con el material hospedante, (Fig. 8.6). El plegamiento que presentan puede estar asociado a ciclos de disolución, fracturamiento y reprecipitación del carbonato asociado a cambios climáticos cíclicos, desde condiciones de relativa mayor humedad a aridez-semiaridez. Estos niveles analizados en las superficies calcretizadas se clasificarían como **Hardpan**. Los tiempos de formación de las mismas está supeditado a la textura de los sedimentos huéspedes, condiciones climáticas, relieve, escurrimiento, evidencian tasas de sedimentación extremadamente bajas y la presencia de superficies geomorfológicas estables. Pese a ello, sobre la base de las características descriptas y siguiendo a Sosa et al. (2017), se propone un tiempo mínimo de formación de 500 mil años.

En este sentido se reportan para todo el ámbito de la pampa serrana e interserrana la presencia de superficies calcretizadas. Esto evidencia la antigüedad de la disección de la sierra y la estabilidad geomorfológica de las superficies (Sosa *et al.*, 2017). En este mismo sentido es interesante destacar que algunas escuelas geomorfológicas consideraban que no existían paisajes más antiguos que los Pleistocénicos, cuando hay descriptas para la Argentina y particularmente para la región serrana bonaerense

morfogénesis meso-cenozoica (Demoulin *et al.*, 2005) e incluso se propone también el modelado de paleosuperficies Gondwánicas (Rabassa *et al.*, 2010).

Existe una discusión planteada en torno a los términos cuspidales de la FCA en La Pampa, abordada en el Capítulo 4. Se debate si la calcreta en la que remata la sucesión y corona los valles transversales conformando la planicie estructural, mantiene una relación de discordancia con las unidades suprayacentes o tomó como material hospedante a las sedimentitas de la FCA. A su vez también se plantea la existencia de varios niveles calcretizados. En ese marco y en función de los perfiles analizados es que se evalúan hipótesis en torno a la evolución geomorfológica y geológica de nuestra zona de estudio planteando un posible modelo evolutivo:

- una primera etapa de depositación de loess, loessoides y pedogénesis. La subsidencia generada en el ámbito de la cuenca de Macachín permitió la acumulación de sedimentos. A su vez se infiere un marco de aporte detrítico considerable tanto desde procedencia andina como desde fuentes locales de la Sierra de la Ventana.
- Una segunda etapa con reactivación tectónica y levantamiento, con la consecuente erosión y modelado. La conformación de este paisaje con bajos y cerros relictuales podría vincularse con la acción del agente eólico, sumado a la instalación de ambientes fluvio-lacustres en los bajos y sus depósitos (UPBCR).
- Una tercera etapa con un lapso de no depositación para la formación de superficies calcretizadas, todo esto dentro del subciclo Mio-Plioceno. Mediando cierto lapso temporal aún no establecido se deposita la UPSCA.
- Más tarde en el subciclo Pleistoceno tardío-Holoceno hay agradación eólica dentro del valle y ambientes fluvio-lacustres en cuencas hídricas de vertiente serrana (Fig. 9.3).

Cabe destacar que la edad relativa de las unidades descriptas estaría vinculada con la evolución geomorfológica del área. Los fósiles hallados poseen un amplio biocrón con edades mamífero Chasiquense-Huayqueriense (Cruz *et al.*, 2023) y no permitirían asignar una ubicación temporal, aunque relativa, más precisa. Evidentemente los procesos sedimentarios, tectónicos y morfoclimáticos del subciclo Mio-Plioceno han tenido una velocidad y una magnitud considerable.

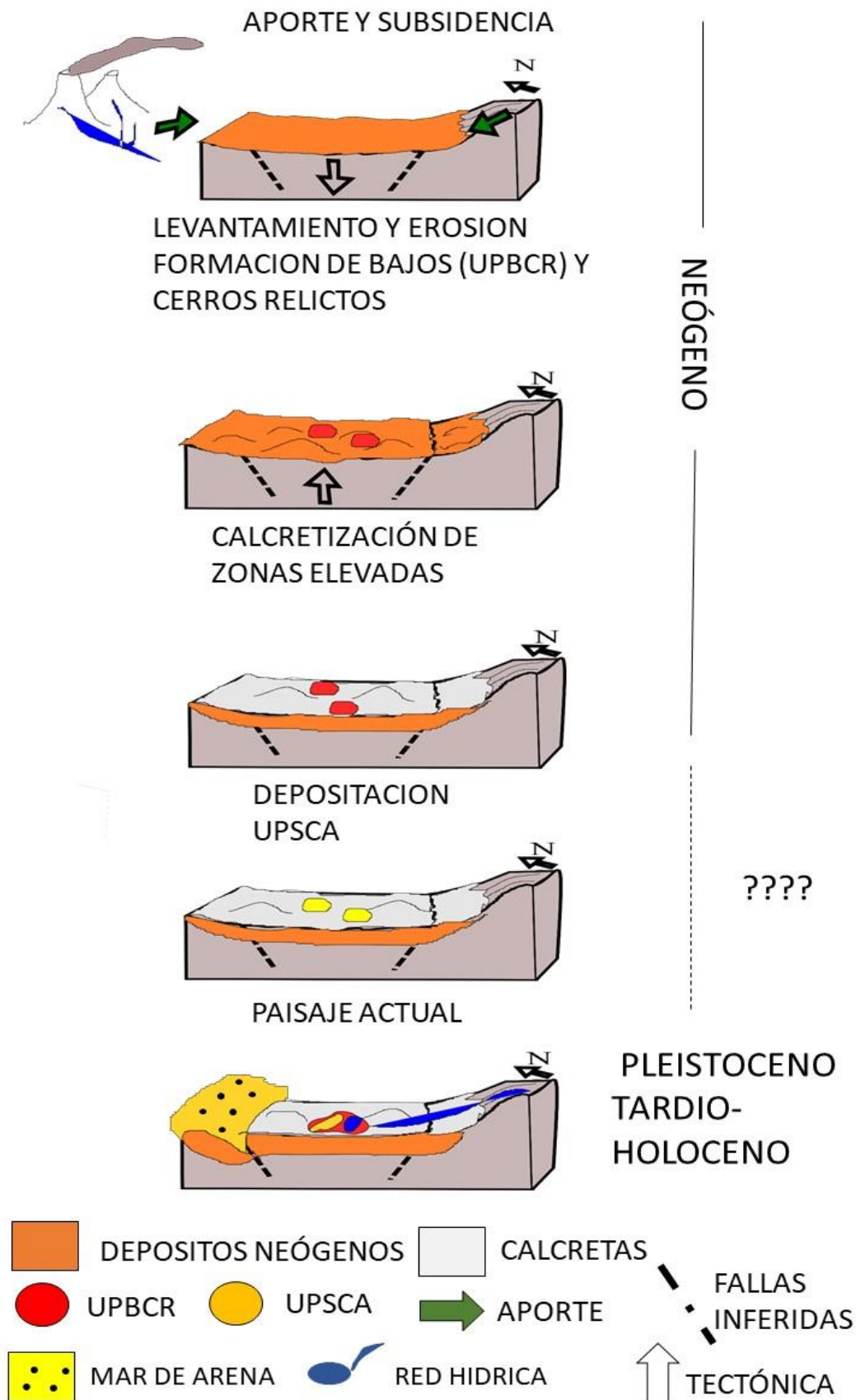


Figura 9.3 Block diagrama de la posible evolución geológica del partido de AA.

9.5 CONSIDERACIONES FINALES

Enumeramos a continuación otras consideraciones y las respuestas a los interrogantes planteados al inicio y que surgen de la valoración de las observaciones y resultados alcanzado:

- La geología de Adolfo Alsina da testimonio de la evolución del antepaís distal andino que para el lapso Mio-Plioceno generó espacio de acomodación de materiales limoarenosos de composición volcánico-clástica que han sido afectados por intensos procesos postdeposicionales.
- La valoración de resultados alcanzados con el análisis de petrografía sedimentaria, no estaría reflejando las características o dinámica de el/los agentes de depositación, sino que se debe interpretar como resultado de las múltiples modificaciones postdeposicionales, principalmente en la relación esqueleto-plasma debido a los procesos pedogenéticos ocurridos. Por lo tanto, consideramos que la aproximación micromorfológica es la herramienta acorde para abordar el estudio de estos “depósitos” con importantes rasgos pedogenéticos sobreimpuestos, razón por la cual los abordamos con un enfoque pedosedimentario.
- En el registro fosilífero hallado, con el grupo interdisciplinario de trabajo, los especímenes se enmarcan en un amplio biocrón dentro de los límites temporales de las Edades Mamífero Chasiquense – Huaqueriense. La continuidad de los estudios en todo el ámbito de las lagunas encadenadas del Oeste podrá ofrecer un cuadro bioestratigráfico más ajustado, para estos depósitos de la FCA en el Oeste bonaerense.
- Los resultados paleomagnéticos fueron útiles para correlacionar unidades pedosedimentarias de las distintas unidades geomorfológicas teniendo en cuenta sus polaridades magnéticas. Su valoración temporal queda sujeta a un control cronológico ajustado a futuras dataciones numéricas. Sin embargo, en función del contenido fósil recuperado, las magnetozonas determinadas para la Formación Cerro Azul en la zona estudiada, podrían correlacionarse con los crones C4 y/o C3B establecidos por Cande y Kent (1992); y Ogg (2012) para el intervalo ca 8,7 - 6,8 Ma del Mioceno tardío, y el manto loésico con el cron C1n Brunhes (< 0,78 Ma); sin embargo, para obtener un mejor ajuste de la magnetoestratigrafía, se espera, como se mencionó, contar con dataciones numéricas.

- El interrogante plantado al inicio sobre si los sedimentos de la Fm. Cerro Azul del subciclo Mioceno tardío-Plioceno, que afloran en el Partido de Adolfo Alsina eran o no genéticamente afines a los estudiados en la provincia de La Pampa, podemos decir que, **sí** en lo que hace al agente de depositación. Probablemente exista diacronismo en la génesis de ciertos depósitos, fundamentalmente la UPBCR que se encuentra en todo el ámbito de las lagunas encadenadas del Oeste y la encontramos también en Salinas Grandes de Hidalgo y en Laguna de Utracán. En cuanto a la procedencia del aporte detrítico de los sedimentos además de la evidente composición volcanoclástica de los mismos, se suma aporte local de las cuarcitas Paleozoicas del sistema de Sierra de La Ventana.

- En lo que concierne a si hubo diferencias respecto de los procesos depositacionales y postdepositacionales que dieron lugar a las características sedimentológicas de los depósitos a ambos lados del meridiano quinto, podemos afirmar que **sí** en lo que hace principalmente a los procesos posdepositacionales. Sobre la base de la confrontación de resultados aportados en la bibliografía consultada con los obtenidos en este trabajo los procesos de la pedológicos han sido mucho más relevantes y afectaron de manera contundente a los depósitos en el área estudiada. Las diferencias encontradas por el momento las adjudicamos a variaciones paleoclimáticas y posiblemente a una baja tasa de sedimentación/pedogénesis, lo que generó en las zonas altas del partido suelos soldados. Es por ello que no hallamos en los perfiles sucesiones de loess-paleosuelos como están descriptos en La Pampa, sino unidades pedosedimentarias resultado de varios procesos pedogenéticos sobreimpuestos. Al respecto, el importante intervalo temporal que demandó la superposición de acumulaciones, los intervalos de estabilidad-erosión, de reorganización pedogenética y de exposición, permitió la sumatoria de procesos geológicos y por ende sus rasgos resultantes, cada uno de los cuales se podrían vincular con diferentes condiciones paleoclimáticas acaecidas durante dicho intervalo.

- La continuidad de los estudios en todo el ámbito de las encadenadas permitirá comprender con una escala más regional los factores que controlaron la sedimentación en la zona centro Oeste bonaerense. El estudio de los afloramientos más orientales (Venado, Guaminí, Alsina, etc.), permitirá corroborar si estos responden a unidades más jóvenes (Plioceno temprano) respecto de las analizadas en este trabajo. Lo

que llevaría a pensar que hubo migración del depocentro hacia el Este como se ha propuesto (Folguera y Zárata, 2009).

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso-Zarza, A.M. 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology* 126: 177-191.
- Alonso-Zarza, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews* 60: 261-298.
- Alonso-Zarza, A.M. y V.P. Wright, 2010. Calcretes. En: Alonso-Zarza y A.M., Tanner, L.H. (eds.), Carbonates in Continental Settings - Facies, Environments, and Processes. *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 61: 225-267, Amsterdam.
- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalá. *Anales Museo Nacional de Buenos Aires* 10: 343- 428.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Academia Nacional Ciencias, Córdoba (Argentina). Actas 6:1-1028. Buenos Aires.
- Andreis, R.R. 1981. Identificación e importancia geológica de los paleosuelos. Livrotexto 2, Editora UFRGS, 67 p., Porto Alegre.
- Armenteros, I. 2010. Diagenesis of carbonates in Continental settings. In Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications (Alonso-Zarza, A.M.; Tanner, L.H.; editors). *Developments in Sedimentology* 62: 62-151.
- Beilinson E. y M. Taglioretti. 2013. Análisis Icnológico y Paleoambiental de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 50(2), 153-165,
- 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-Mar del Plata. Tesis doctoral Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 332 p., La Plata.
- Berg, L.S. 1916. The origin of loess. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva* [Communications of the Russian Geographical Foundation] 52, 579–646 (in Russian).
- Bidart, S. M. y M.M. Mazzoni. 2002. Petrographic analysis and genesis of fine-grained eolian sediments of the Southwestern Buenos Aires Province, Argentina. IX Reunión Argentina de Sedimentología Actas, -79.

Bidegain, J.C., A. J. van Velzen y Y. Rico. 2007. The Brunhes/Matuyam boundary and magnetics parameters related to climatic changes in Quaternary sediment of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 17-29.

Birkeland P.W.1984. Soils and Geomorphology. Oxford University Press, New York, pp. 372.

Bisceglia, H.A., 1981. Presencia de topografía cárstica en el oeste de la provincia de La Pampa. 8° Congreso. Geológico Argentino, 4:123-132. San Luis

Blake, W.P., 1901, The caliche of southern Arizona: Engineering and Mining Journal, v. 72, p. 601-602.

Blasi, A., M. Zárate y R. Kemp. 2001. Sedimentación y pedogénesis cuaternaria en el noreste de la pampa bonaerense: la localidad de Gorina como caso de estudio. *AAS Revista* 8:77-92.

Blasi, A., A.R. Prieto, E. Fucks, y A. Figini. 2009. Análisis de las nomenclaturas y de los esquemas estratigráficos del Pleistoceno tardío-Holoceno en la cuenca del río Luján, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 46(2): 373-390.

Blatt, H., 1982 Sedimentary Petrology. Freeman Co., San Francisco. 564 pp.

Block, D., Rico Y., Blasi A., Cruz L.E., Bonini R., Cantil L., Fernández M., Fernícola J.C., Castiñeira Latorre C., Rasia L., Sarzetti L. y Sanchez M.V. 2023. La Fm Cerro Azul en la región centro-oeste de la provincia de Buenos Aires, Partido de Adolfo Alsina, Argentina. XVIII RAS y IX CLS, La Plata. Pp. 270.

Bouza, P., J. 2012. Génesis de las acumulaciones de carbonatos en aridisoles nordpatagónicos: su significado paleontológico. *RAGA*, 69 (2): 300-315.

Bouza, P.J., M. Simón, J. Aguilar, H. del Valle y M. Rostagno. 2007. Fibrous-clay mineral formation and soil evolution in Aridisols of northeastern Patagonia, Argentina. *Geoderma* 139: 38-50

Brown G. y G.W Brindley. 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification, pp. 305-356. In: G.W. Brindley y G. Brown (ed.) Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineral Society Monograph N°. 5. London.

Bucher J, D. Moyano Paz, M. López, L. D'Elía, A. Bilmes, A. Varela, M. García, R. Feo, T. FuTectonic vs. climate controls on the evolution of a miocene intermontane basin, Patagonian Andean foreland, Argentina *International Journal of Earth Sciences* 110, 1783-1804entes, J. Franzese.2021.

- Bullock, P., N. Fedoroff & A. Jongerius. 1985. Handbook for soil thin section description. 152pp. Waine.
- Cabrera, A. L. 1939. Sobre vertebrados fósiles del Plioceno de Adolfo Alsina. *Revista Museo La Plata*, 2 (Sección Paleontología): 3-35.
- Calmels, A. P. Y O. C. Carballo. 1990. Geología de la provincia de La Pampa. República Argentina. Univ. Nacional de La Pampa, informe inédito, 40 págs.
- Calmels, A.P., 1996. Bosquejo Geomorfológico de la Provincia de La Pampa. Universidad Nacional de la Pampa, 110 pp.-
- Calmels, A.P. y Casadío, S.A. 2005. Compilación geológica de la provincia de La Pampa. Ediciones Amerindia, 322 p., Santa Rosa.
- Camilión, M. 1993. Clay mineral composition of pampean loess (Argentina). *Quaternary International*, 17:27-31.
- Cande, S.C. y D.V Kent. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100: 6093-6095
- Cano, E., Coord. 1980. Inventario Integrado de los Recursos Naturales de la Provincia de La Pampa. Clima, Geomorfología, Suelo y Vegetación. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Provincia de La Pampa, Universidad Nacional de La Pampa, 493 p., 5 mapas. Buenos Aires.
- Carballo, O. y J. Sbrocco. 1996. Caracterización litoestratigráfica del área comprendida en la hoja IGM 3763-31 "Hucal", provincia de La Pampa. En: 6° Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas: 49-55. Santa Rosa
- Cardonatto M.C. y R.N. Melchor. 2018. Large mammal burrows in late Miocene calcic paleosols from central Argentina: paleoenvironment, taphonomy and producers. *PeerJ* 6: e4748.
- Cione, A. L. y Toni, E.P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 11: 183-200, La Plata.
- Cione A., Tonni E., Bargo S., Bond M., Candela A., Carlini A., Deschamps C., Dozo M., Esteban G., Goin F., Montalvo C., Nasif N., Noriega J., Ortiz Jaureguizar E., Pascual R., Prado J., Reguero M., Scillato-Yané G., Soibelzon L., Verzi D., Vieytes E., Vizcaíno S. y Vucetich M.. 2007. Mamíferos continentales del Mioceno tardío a la actualidad en la Argentina: cincuenta años de estudios. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 11 ISSN 0328-347X *Ameghiniana* 50° aniversario: 257-278

Colson J. y I. Cojan. 1996. Groundwater dolocretes in a lake-marginal environment: an alternative model for dolocrete formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France) *Sedimentology* 43, 175-188.

Comité Argentino de Estratigrafía. 1992. Código Argentino de Estratigrafía. *Asociación Geológica Argentina*, Serie B 20.

Consejo Federal de Inversiones. 2013. Estudio del potencial cultural, patrimonial y turístico para la de empleo en el distrito de Adolfo Alsina y las localidades que lo componen. 213. CFI.

Cruz L.E., Bonini R.A., Rasia L., Block D., Rico Y., Blasi A., Fernández, M., Castiñeira-Latorre C., Cárdenas M. y Fernícola J.C. 2023. Nuevos registros de roedores de la Formación Cerro Azul (Mioceno Tardío-Plioceno Temprano) del Centro-Oeste de la Provincia de Buenos Aires. VII Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina de Argentina, Actas: 20, La Rioja.

Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. Voyage of HMS Beagle, 279 pp.

Dávila, F. y Lithgow-Bertelloni C. 2007. Dynamic topography in South America. *Journal of South American Earth Science*, 43: 127-144

DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8, 105:123

de Elorriaga E.E. y C.M Camilletti. 1999. Señales de sedimentitas precretácicas en el subsuelo de la cuenca de Macachín. 7º Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas: 139-147. Santa Rosa

de Elorriaga, E. y G. Visconti, 2002. Crotovinas atribuibles a grandes mamíferos del Cenozoico en el sureste de la Provincia de La Pampa. 9º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 63, Córdoba.

de Elorriaga, E.E. y G. Visconti. 2005. Estratigrafía de la Cuenca del Colorado en la provincia de La Pampa. En: Cabaleri, N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O. (Eds.). 16º Congreso Geológico Argentino, Actas: 351-358. Actas CD-ROM: Artículo N° 305. La Plata

de Elorriaga, E.E. 2010. Evaluación de los depocentros de la cuenca de Macachín, provincias de La Pampa y Buenos Aires, Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional del Sur (inérita) 225 p. y anexo 31p., Bahía Blanca.

De Francesco, F. y G.A. Nuccetelli. 1990. Sedimentos loésicos del Terciario en el sector occidental de Sierras Australes Bonaerenses Argentina. Simposio Internacional sobre loess, Cadincua: 96-101, Mar del Plata.

De Francesco, F. 1971. Geología superficial del área pedemontana del flanco sudoccidental de la Sierra de la Ventana. Provincia de Buenos Aires. CIC. Reuniones Científicas Informativas. La Plata.

De Salvo, O., J. Ceci y A. Dillon. 1969. Caracteres geológicos de los depósitos eólicos del Pleistoceno superior de Junín (Provincia de Buenos Aires). Actas. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas 1: 269-292.

Deschamps, C.M. 2003. Estratigrafía y paleoambientes en el Cenozoico del sur de la provincia de Buenos Aires. El aporte de los vertebrados. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 317 p., La Plata

Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(2), 695-707

Dillon, A.A., M.A. Hurtado, J.E., Jiménez, y R.J Castillo. 1985. Consideraciones geomorfológicas y estratigráficas como base del carteo de suelos en un sector de la Pampa Arenosa (Pcia. de Buenos Aires). 1º. Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 737-749, Tandil.

Doering, A., 1882. Geología. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia). 3º Geología: 300-530

Domingo L., R. Tomassini, C. Montalvo, D Sanz-Pérez, M.A. Alberdi. 2020. The great American biotic interchange revisited: A new perspective from the stable isotope record of Argentine Pampas fossil mammals. *Sci. Rep.* 10, 1608.

Dott, R. H. 1964. Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone Classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 34: 625-632.

Drever, J. I. 1982. The geochemistry of natural waters. Editorial Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 388 pp.

Duchaufour, P. 1982. Pedology. Editorial Allen and Unwin. London. 448 pp.

Eren, M. 2007. Genesis of tepees in the Quaternary hardpan calcretes, Mersin, S Turkey. *Carbonates and Evaporites*, 22(2), 123-134.

Erhart, H. 1967. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. 2da edition, Paris: Masson 165 pp.

Espejo, P.M. y D.G. Silva Nieto. 1996. Hoja Geológica 3966-II Puelches (1:250.000), Provincias de La Pampa y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. *Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín* 216, 35 pp. Buenos Aires

Esteban, M y C.F. Klappa, 1983. Subaerial exposure environment. En P.A. Scholle, D.G. Bubout y C.H. Moore (Eds), Carbonate depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 33:1-54.

Etcheverría, M.P. y A. Folguera. 2014. Los calcretes del sudeste de la provincia de La Pampa: caracterización y origen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71, 92–99.

Fidalgo, F., F. De Francesco y R. Pascual. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. (6o Congreso Geológico Argentino, Ed.) Bahía Blanca: Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires pag. 103-137.

Freytet P. y E. Verrecchia. 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: An overview. *Journal of Paleolimnology* 27: 221-237

Folguera, A. y M.A. Zárate. 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64:692-712.

Folguera, A., 2011. La reactivación neógena de La Pampa Central. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 192 pp. (inédito)

Folguera, A., Zárate, M., Tedesco, A., Dávila, F. y Ramos, V. 2015. Evolution of the Neogene Andean foreland basins of the southern Pampas and northern Patagonia (34°-41°S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 452-466.

Folk, R.L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology* 62:344-359.

Folk, R. L., P. B. Andrews, y D. W. Lewis. 1970. Detrital sedimentary rocks classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysis* 13: 937-968.

Fraga, H., A. Nocioni. 1987: Estudio de la subsidencia en las cuencas de Santa Lucía (Uruguay), Macachín y Laboulaye (Argentina) mediante diagramas tiempo-profundidad; X Congreso Geológico Argentino. Actas II, 301-304.

Frenguelli, J. 1921. Los Terrenos de la Costa Atlántica en los alrededores de Miramar. Coni, (Ed) Buenos Aires, 163 pp.

- Frenguelli, J. 1928. Observaciones geológicas en la región costera sur de la Provincia de Buenos Aires. *Anales de la Facultad de Ciencias de la Educación*, 2: 1–145.
- Frenguelli, J., 1945a. Las diatomeas del Platense. *Revista del Museo de La Plata*, Sección Paleontología 3:77-221.
- Frenguelli, J., 1945b. El Piso Platense. *Revista del Museo de La Plata*, Sección Geología 2:287-311.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires. La Plata, *LEMIT, Serie II*, NQ 33.
- Frenguelli, J. 1955. Loess y limos pampeanos. *Revista Museo La Plata, Serie Técnica y Didáctica*, 7:89
- Genise J. 1989. Las cuevas de *Actenomys* (Rodentia, Octodontidae) de la Formación Chapadmalal (Plioceno superior) de Mar del Plata y Miramar (provincia de Buenos Aires) Vol. 26 No. 1-2 *Ameghiniana*
- Genise J.F., R.N. Melchor, E.S. Bellosi y M. Verde. 2010. Invertebrate and Vertebrate Trace Fossils from Continental Carbonates. *Developments in Sedimentology* Volume 61, 2010, Pages 319-369
- Genise J.F., Mángano M.G., Buatois L.A., Laza J.H., Verde M. (2000) Insect trace fossil associations in paleosols: the *Coprinisphaera* ichnofacies. *Palaios* 15:49–64
- Genise, J.F. (2017) Ichnoentomology, Insect Traces in Soils and Paleosols. *Topics in Geobiology* 37. Springer. Pp 695.
- Giai, S. B. 1975. Plan de investigación de aguas subterráneas (PIAS). Ministerio de Obras Públicas, Dirección de aguas subterráneas. Informe preliminar inédito, 56 p., 25fig. y 6 mapas. Santa Rosa, Biblioteca de la Dirección de Minas de La Pampa, F. 176
- Gile, L. H., F. F Peterson y R. B. Grossman. 1965. The K horizon a master soil horizon of carbonate accumulation. *Soil Science Society of America*. (USA) 99:94-82.
- Gile, L.H., F.F Peterson y R.B Grossman. 1966, Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils: *Soil Science*, 101, 347–360.
- Goin, F.J., C.I. Montalvo y G. Visconti. 2000. Los Marsupiales (Mammalia) del Mioceno Superior de la Formación Cerro Azul (provincia de La Pampa, Argentina). *Estudios Geológicos* 56, 101–126.

González Bonorino, F. 1966. Soil Clay Mineralogy of The Pampa Plains, Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36 (4): 1026-1035.

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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. XX: 67-148.

González Uriarte, M. y E. Navarro. 1988. Carta Geomorfológica Aplicada de la Laguna Epecuén y adyacencias. 2ª Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 133-144

Goudie, A. S. 1983. Calcrete. En Goudie, A. y Pye, K. (Eds.): *Chemical Sediments and Geomorphology*: 93-131. Academic Press.

Gradstein, F.M. y J.G. Ogg. 2004. Geologic Time Scale 2004 - why, how, and where next! *Lethaia* 37: 175-181.

Groeber, P. y, A. Tapia. 1933. Bosquejo geológico de la extremidad oriental de Tandilia. Inf. inédito. Dir. De Minas y Geología, Buenos Aires.

Guido, D., R de Barrio, M. Del Blanco y M. Tessone. 1998. Geología y geoquímica de la sulfatera Chasilauquen, partido de Adolfo Alsina, Provincia de Buenos Aires. 5º Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas, 1: 217-224, Mar del Plata.

Gutiérrez Elorza M. 2008. Geomorfolología. Ed. Pearson. Pp 919.

Hardy, R. y M. E Tucker. 1988. X-ray power diffraction of sediments. En Tucker, M.E. (Ed.): *Techniques in Sedimentology*: 191-228. Editorial Blackwell Science Publication. Oxford.

Imbellone P.A. y M.E. Teruggi. 1993. Paleosols in loess deposits of the Argentine Pampas *Quaternary International* 17, 49-55

Imbellone P., M. Teruggi y L. Mormeneo. 1990. Crotovinas en sedimentos Cuaternarios del partido de La Plata International Symposium on Loess. CADINQUA, I66-17f. Mar del Plata

Imbellone P.A. y A. Cumba. 2003. Una sucesión de paleosuelos superpuestos del pleistoceno medio-tardío, holoceno: Zona sur de La Plata, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10 (1), 03-21

Ingersoll R., T. Bullard, R. Ford, J. Grimm, J. Pickle y S. Sares. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazz|-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 54, No. 1, p. 0103—0116.

Iñiguez Rodríguez, A.M., P.E Zalba y J.H. Maggi. 1987. Clinoptilolita y analcima en miembros del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Provincia de Chubut, Argentina. In Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas, Vol. 1, p. 75-78.

Iriondo, M. y D. Kröhling. 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Santa Fe: *Comunicaciones Museo Provincial de Ciencias Naturales*.

Isla F., A. Dondas y M. Taglioretti. 2010. Medanos Relicticos Intrapampeanos en Daireaux y Centinela del Mar, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67 (1), 58 - 64.

Kemp, R. A., P. S. Toms, J. M. Sayago, E. Derbyshire, M. King, y L. Wagoner. 2003. Micromorphology and OSL dating of the basal part of the loess-paleosol sequence at La Mesada in Tucumán province, Northwest Argentina. *Quaternary International* (106-107): 111-117.

Kemp, R. A. y M. A Zárate. 2000. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology* 47: 3-14.

Klappa, C. F. 1979. Lichen stromatolites: criterion for subaerial exposure and a mechanism for the formation of laminar calcretes (caliche). *Journal of Sedimentary Petrology* 49: 387-400.

Klappa, C. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, 613-29.

Klappa, C. 1983. A process– response model for the formation of pedogenic calcretes. *Geological Society, London, Special Publications*, v.11 p211-220.

Kraglievich, L. 1932. Diagnósis de nuevos géneros y especies de Roedores Cávidos y Eumegámidos fósiles en la República Argentina. *Anales Sociedad Científica Argentina* 114 (4): 155-181

Kraglievich, J. 1934. La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal deducida de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. Imprenta “El Siglo Ilustrado”. Montevideo. 136 pp

Kraglievich, J., 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Provincia de Buenos Aires. Resumen preliminar. *Revista Museo Municipal Ciencias Naturales y Tradición de Mar del Plata*, 1 (1): 8-37.

Kraglievich, J., 1959. Contribución al conocimiento de la geología Cuartaria en la Argentina. Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”, *Comunicaciones* 6 (1): 1-19.

Lapido, D. y F. Pereyra. 2010. Geología urbana y ordenamiento territorial. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 66(4), 459 pp.

Laza, J. 1982. Signos de actividad atribuibles a Atta (Myrmicidae, Hymenoptera) en el Mioceno de la provincia de La Pampa, República Argentina. Significación paleozoogeográfica. *Ameghiniana*, 19: 109-124.

Linares, E., E. Llambías y C. Latorre. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista Asociación Geológica Argentina* 35, 87–146

Liu, T., An, Z., Yuan, B., Han, J., 1985. The Loess-Paleosol Sequence in China and Climatic History. *Episodes* 8 (1): 21-28.

Llambías, E. 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Dirección de Minas de la provincia de La Pampa (inédito), 74 pp., Santa Rosa

Llambías, E. 2005. Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata.

Lorenz, W., 2002. The Calcrete Principal (tosca) at the border of the province of La Pampa and Buenos Aires. *Zeitschrift für Angewandte Geologie* 1:44-51.

Lorenzo, F.R., A.E. Mehl y M.A. Zárate. 2013. Sedimentología y estratigrafía de depósitos del Mioceno tardío de los valles transversales de la provincia de La Pampa, Argentina. *Latin American Journal of sedimentology and Basin analysis*. Vol. 20 (2) 67, 84. Asociación Argentina de Sedimentología.

Lorenzo, F.R., 2011. Estratigrafía y Sedimentología de los depósitos pelíticos de la Formación Cerro Azul (Mioceno tardío) aflorantes en los valles transversales de la Pampa. Tesis de grado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, 58 pp. (inédito).

Liu, Q.S., A.P. Roberts, J.C. Larrasoana, S.K. Banerjee, Y. Guyodo, L. Tauxe y F. Oldfield. 2012. Environmental magnetism: principles and applications. *Reviews of Geophysics* 50, RG4002

Mac Fadden, B., T.E. Cerling y, J. Prado. 1996. Cenozoic Terrestrial Ecosystem Evolution in Argentina: evidence from Carbon isotopes of fossil mammal teeth. *Palaaios* 11: 319-327.

- Machette, M.N. 1985. Calcic soils of southwestern United States. En Weide, D. L. (Ed.): Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States. *Geological Society of America, Special Paper 203*: 1-21.
- Mack, G.; W. Calvin James y H. Curtis Monger. 1993. Classification of paleosols. *GSA Bulletin*, 105 (2): 129–136.
- Malagnino, E. 1988. Evolución del sistema fluvial de la provincia de Buenos Aires,
- Marengo H., Forasepi A., Chiesa J..2019. Estratigrafía, paleontología y paleoambientes del Mioceno temprano y medio del Centro y Norte de Argentina. Fundación Miguel Lillo, pp 15-108.
- Marshall, LG., R. Hoffstetter y R. Pascual. 1983. Mammals and stratigraphy: Geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. *Palaeovertebrata Mémoire Extraordinaire 1-93 pp.*
- Mescua, J. F., Porras, H., Durán, P., Giambiagi, L., de Moor, M., Cascante, M., Poblete, F. (2017). Middle to Late Miocene Contractual Deformation in Costa Rica Triggered by Plate Geodynamics. *Tectonics*, 36(12), 2936–2949
- Montalvo, C. I., Tomassini R.L., Sostillo R., Cerdeño E., Verzi D.H., Visconti G., Folguera A, Schmidt G.I. 2019. A Chasicoan (late Miocene) vertebrate assemblage from Cerro Azul Formation, central Argentina. Geo morphological and biochronological considerations. *J. S. Am. Earth Sci.* 95, 102218.
- Moore, D. M. y R. C., Jr Reynolds. 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. 2da. Edition, 392 PP. Oxford University Press.
- Morras, H. 2020. Modelos composicionales y áreas de distribución de los aportes volcánicos en los suelos de la Pampa Norte (Argentina) en base a la mineralogía de arenas. En *Suelos y Vulcanismo*. (págs. Capítulo 5, pp. 127-167). En: Imbellone, P. y Barbosa, O (eds.) *Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo*.
- Munsell Color X-Rite, 2000. Munsell Soil Color Charts, revised washable edition. Grand Rapids.
- Nágera, J. 1939. Geografía Física de la República Argentina. En: Manito, O. y Nágera, J.J. (Eds.), *Geografía Física de las Américas y de la República Argentina*. Editorial Kapeluz, 232 pp., Buenos Aires.
- Orgeira, M. J. 1988. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos asignados al cenozoico tardío aflorantes costeros entre Mar del Plata y Miramar (Provincia de Buenos

Aires)". En *Tesis inedita*. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Ortiz Jaureguizar, E. 1986. Evolución de las comunidades de mamíferos cenozoicos sudamericanos: un estudio basado en técnicas de análisis multivariado. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Mendoza), Actas 2: 191-207.

Ortiz-Jaureguizar E. y G.A. Cladera. 2006. Paleoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. *Journal of Arid Environments* Volume 66, Issue 3, 498-532.

Pascual, R. 1961. Un nuevo Cardiomyinae (Rodentia, Caviidae) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana*, 2: 61-64.

Pascual, R. y P. Bondesio. 1982. Un roedor Cardiatheriinae (Hydrochoeridae) de la Edad Huayqueriense (Mioceno tardío) de La Pampa. Sumario de los ambientes terrestres en la Argentina durante el Mioceno. *Ameghiniana*, 19: 19-35.

Pascual, R. 1965. Los Toxodontidae (Toxodonta, Notoungulata) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la Provincia de Buenos Aires. Consideraciones Geológicas. *Ameghiniana*, 4 (4): 101- 132.

Pascual, R. y A Bocchino. 1963. Un nuevo Borhyaeninae (Marsupialia) del Plioceno medio de Hidalgo (La Pampa). *Ameghiniana* 3, 97-107.

Pascual, R., E. J., Ortega Hinojosa, D. Gondar y E. P. Tonni, 1966. Las edades del Cenozoico mamífero de la provincia de Buenos Aires. Las edades caracterizadas por mamíferos. En: (A. Borrello, y R. Pascual, edits.), *Paleontologia Bonaerense. IV Vertebrata*. Com. Inv. Cient. CIC, Buenos Aires, págs. 3-27.

Pascual, R., J. Pisano, y E. J. Ortega Hinojosa. 1965. Un nuevo Octodontidae (Rodentia, Caviomorpha) de la Formación Epecuén (Plioceno medio) de Hidalgo (provincia de La Pampa). Consideraciones sobre los Ctenomyinae Reig, 1958 y la morfología de sus molariformes. *Ameghiniana*, 4: 19-30.

Pedro, G., M. Jamagne, y J. C Begon. 1969. Mineral interactions and transformations in relations to pedogenesis during the Quaternary. *Soil Science* 107:462-469.

Pereyra, F. X. 2018. Regiones geomorfológicas de Argentina. 1a Ed. Avellaneda, Undav Ediciones; Ciudad Autónoma de Buenos Aires, 183 pp.

Pesci, M. 1968. Loess. En: Fairbridge, R. (Ed.). *The Encyclopaedia of Geomorphology*. Reinhold: 674-678. New York.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Siever, R., 1972. Sand and Sandstones. (1ra. edición). Editorial Springer-Verlag. 425 p.

Pettijohn, F. J., P. E Potter y, R. Siever. 1987. Sand and Sandstones. (2da. edición). Editorial Springer-Verlag. 553 p.

Pommarés, N. N, Fucks, E. E., Pisano, M. F., Luengo, M. S., Ramos, N. A. Di Lello, C. V.,2021. Late Pleistocene-Holocene paleoenvironments in the middle basin of the Salado river, province of Buenos Aires, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 105.

Potter, P. E., J. B Maynard y P. J Depetris. 2005. Mudand mudstones. Introduction and overview. Springer, 298 pp.

Prevosti, F.J., Romano C.O., Forasiepi A.M., Hemming S., Bonini R., Candela A.M., Cerdeño E., Madozzo Jaén M.C., Ortiz P.E., Pujos F., Rasia L., Schmidt G.I., Taglioretti M., MacPhee R.D.E y Pardiñas U.F.J. 2021. New radiometric ^{40}Ar – ^{39}Ar dates and faunistic analyses refine evolutionary dynamics of Neogene vertebrate assemblages in southern South America. *Scientific Reports* 11:9830.

Pye, K., 1987. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press: 334 pp. London.

Rabassa, J., 1973. Geología superficial de la Hoja “Sierras de Tandil” Provincia de Buenos Aires. *MOP-LEMIT, Anales Serie 2* (240): 117-160

Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29(3): 41-96, Buenos Aires.

Raigemborn, M.S., L. Gómez-Peral, J.M. Krause, y S.D. Matheos. 2014. Controls on clay minerals assemblages in an Early Paleogene non marine succession: Implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-Andean Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 1-23

Reig 1955. Un nuevo género y especie de cenolestidos del Plioceno de la Provincia de Buenos Aires (República Argentina). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 10 (1):60-71.

Retallack, G. J., 1983. Late Eocene and Oligocene paleosols from Badlands National Park, South Dakota. *Geological Society of America*, Special Paper. 193 p. Boulder, Colorado.

Retallack, G., 1986. Fossil soils as grounds for interpreting long-term control s of ancient rivers. *Jour. Sedim. Petrol.* 56,1:1-18.

- Retallak G., 1988. Field recognition of paleosols. *Geological Society of America Special Papers*, Special Paper 216, 1-19. Geological Society of America.
- Retallak, G. J., 1998. Adapting soil taxonomy for use with paleosols. *Quaternary International* (51-52): 55-57.
- Retallak, G. J. 2001. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*, 2nd ed. Oxford, Blackwell Science: 404 pp
- Retallak G.J. 2005. Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *Geology* 33(4):333
- Retallak G. J. 2010. Lateritization and bauxitization events. *Econ Geol* 105:655–667.
- Rico Y. 2018. Paleomagnetismo y magnetismo ambiental en sucesiones continentales del Cenozoico Tardío entre Chapadmalal y Necochea, provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral UNLP. Inedito.183pp
- Rico Y., Block D. F, Coelho dos santos G., Erra G., Panei M., Alves D.Luengo M., y Fucks E.,2023. Climate and environmental changes recorded in Quaternary sediments of the Rolling Pampas, Buenos Aires province, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 80(4), 728-755.
- Rosell P. y B. García Martínez. 2008. Comportamiento hidrológico de la cuenca alta del arroyo Pigüé (Buenos Aires, Argentina): balance hídrico (1964-2007) *Investigaciones Geográficas*, n° 47 (2008) pp. 159-174
- Roth, S. 1899. Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de los territorios del Rio Negro y Neuquén. *Revista del Museo de La Plata*, 9: 141-197.
- Roth, S. 1902. Le découverte du gisement de la Piedra Pintada. *Revista del Museo La Plata*, 10: 227-234.
- Roth, S. 1904. Noticias preliminares sobre nuevos mamíferos fósiles del Cretáceo superior y Terciario inferior de la Patagonia. *Revista del Museo de La Plata*, 11: 135-158.
- Roth, S. 1908. Beitrag zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampasregion. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 26: 92-150.
- Roth, S. 1909. La construcción de un canal de Bahía Blanca a las provincias andinas, bajo el punto de vista hidrogeológico. *Revista del Museo de La Plata*, 16: 171-203.
- Roth, S. 1921. Investigaciones geológicas en la llanura pampeana. *Revista del Museo de La Plata*, 25: 135-342.

Roth, S. 1922-1924/25. Investigaciones geológicas en la región de la Patagonia durante los años 1897 a 1899. *Revista del Museo de La Plata*, 26: 333-392 (1922); 28: 146-180 (1924/25).

Rovereto, G. 1914. Studi di Geomorfología Argentina. IV. La Pampa. En *Bolletino della Società Geologica Italiana* (págs. 33, 75–129).

Rusconi, C. 1931. Sobre un húmero de pinípedo fósil hallado en el cauce del Río de la Plata. *Notas Preliminares del Museo de La Plata*, 1: 355-359.

Salso, J. 1966. Cuenca de Macachín, Provincia de La Pampa. *Revista Asociación Geológica Argentina*, TXXI, NQ2, 107-117. Buenos Aires.

Scasso, R. A. y Limarino, C. O., 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología*, Publicación Especial 1. 257 p.

Schultz P.H., R. S. Harris, y M.A. Zárate. 2008. The Late Cenozoic Impact Glasses in the Argentine Pampean Sediments. 17 Congreso Geológico Argentino, Actas: 686.

Schultz, P., M. Zárate, B. Hames, C. Koeberl, T. Bunch, D. Storzer, P. Renne y Wittke, J. 2004. The Quaternary impact record from the Pampas, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 219: 221-238

Schultz, P., M. Zárate, W. Hames, C. Camilión, y J. King. 1998. A 3.3 Ma impact in Argentina and possible consequences. *Science* 282: 2061-2063.

Schultz, P.H., M. Zárate, W. Hames, S. Harris, T. Bunch, C. Koeberl, P. Renne y J. Wittke. 2006. The record of Miocene impacts in the Argentine Pampas. *Meteoritics & Planetary Science* 41 5: 749-771.

Selles Martínez, J. 1987. La lineación Utracán-Vallimanca, provincias de La Pampa y Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (1-2): 213-217.

SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL. 1958. Estadística Climatológica 1941 - 1950. Publicación B, N° 3. SMN, Buenos Aires.

Zinger, S. y P. Rosell. 2004. Inundaciones: importancia de un tratamiento integral. Caso: ciudad de Pigüé. Provincia de Buenos Aires». En Actas del 6° Encuentro Internacional. Hum-boldt. Villa C. Paz.

Soil Survey Staff, 1975. Soil taxonomy: A basic system of soil classification formaking and interpreting soil surveys. Unisted States Department of Agriculture. Soil

Conservation Service Agricultural handbook. U.S. Government Printing Office, Washington DC. 436 p.

Sosa, N., M. Zárate y E. Beilinson .2017: Dinámica sedimentaria neógena y cuaternaria continental en la cuenca del arroyo Claromecó, (Argentina) *LATIN AMERICAN JOURNAL OF SEDIMENTOLOGY AND BASIN ANALYSIS* | VOLUME 24 (2) 2017, 1-19.

Spalletti, L.A. 1992. El loess y el problema de la identificación de las loessitas. *Revista Museo de La Plata*, nueva serie, Geología 11: 45-56.

Stappenbeck, R. (1926). *Geologie und Grundwasserkunde der Pampa*. Stuttgart, Alemania.

Stoops G, V. Marcelino y F. Mees. 2010. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Amsterdam: Elsevier.

Stoops, G., M. Vera y F. Mees. (2018). Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. 2nd Edition Editors: Georges Stoops, Vera Marcelino, Florias Mees. Stubbins, B., A.L. Leier y D.L., Barbeau. 2023. Global climate forcing on late Miocene establishment of the Pampean aeolian system in South America. *Nat. Commun* 14, 6899

Szelagowski, M., M.A. Zárate y A. Blasi, 2004. Aspectos sedimentológicos de arenas eólicas del Pleistoceno tardío-Holoceno de la Provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 11:69-83.

Tapia, A., 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. *Boletín General Industriay Minería*, Nº 40: 1-124.

Tabor, N., J. y T. S Myers. 2015. Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 43, p. 333–361.

Teruggi, M. E. y P. Imbelloni. 1987. Paleosuelos loésicos superpuestos en el Pleistoceno superior-Holoceno de la región de La Plata. *Ciencia del Suelo* 5 (2): 175-188.

Teruggi, M.E. & Andreis, R.R. 1971b. Criterios para el reconocimiento y estudio de los paleosuelos y recomendaciones del Grupo de Trabajo sobre el Origen y la Naturaleza de los Paleosuelos. Asociación Geológica Argentina, Revista 26: 485-490.

Teruggi, M., 1982. Diccionario Sedimento lógico. Volumen 1: Rocas Clásticas y Piroclásticas. Edic. Ciento Argentinas Librart: 103 pp. Buenos Aires.

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

Teruggi, M., R. Andreis, M. Mazzoni, L. Dalla Salda y L. Spalletti. 1974. Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata-Miramar. *Anales LEMIT*, Bs. As. 2,268:135-148.

Thiry, M. 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews* 49: 201-221.

Torsvik T.H., J.C. Briden, M.A Smethurst. 2000. Super-IAPD interactive analysis of palaeomagnetic data <http://www.geodynamics.no/software.htm>

Toledo N., N.A. Muñoz, M.S. Bargo, V. Krapovickas, M.L. Taglioretti, L.M. Pérez, M.A. Zárate, S.F. Vizcaíno, M. Arregui, A. Boscaini, F.I. Isla, A.I. Vassallo, F. Scaglia. 2024. Paleoecology and diversity of Pliocene to Pleistocene fossorial mammals in the Pampean region of Argentina based on a quantitative analysis of fossil burrows. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, p. 112564.

Torrente, R. H. y A. G. Bonorino, 1988. Funcionamiento Hidrológico de la Laguna Epecuén, Provincia de Buenos Aires. Actas Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, 579-588. Bahía Blanca.

Tricart, J., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. *Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Colección Científica* 12.

Tsoar, H. y K. Pye. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34: 139-154.

USDA 1975. Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. Soil Survey Staff, Coord., Soil Conservation Service. Agriculture Handbook 436, US Department of Agriculture, Washington DC, 754 p.

Verzi, D. H., C. Montalvo y M. G. Vucetich. (1999). Afinidades y significado evolutivo de *Neophanomys biplicatus* (Rodentia, Octodontidae) del Mioceno tardío-Plioceno temprano de Argentina. *Ameghiniana*, 36: 83-90.

Verzi, D. y C.I. Montalvo. 2008. The oldest South American Cricetidae (Rodentia) and Mustelidae (Carnivora): Late Miocene faunal turnover in central Argentina and the Great American Biotic Interchange. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 267: 284-291.

Visconti, G. 2007. Sedimentología de la Formación Cerro Azul (Mioceno superior) de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis doctoral n° 4084, (inérita), Universidad de La Pampa, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 208 p.

Visconti, G., R.N. Melchor, C.I. Montalvo, A.M. Umazano y E.E. De Elorriaga, 2010. Análisis litoestratigráfico de la Formación Cerro Azul (Mioceno superior) en la provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67:257-265.

Visher, G, 1969. Grain Size Distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, VOL. 39, No. 3 ~,1074-1106 FIGS. 1-21.

Vizcaíno, S. F., M. Zárate, M. S. Bargo y A. Dondas. (2001). Pleistocene burrows in the Mar del Plata area [Argentina] and their probable builders. *Acta Palaeontologica Polonica*, 46(2).

Vogt, T., O. Carballo y A. P. Calmels. 1999. Un esbozo de la explicación de la génesis de las toscas de la meseta de La Pampa. 1º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología: 195-206. La Pampa.

Windhausen, A. 1925. Las antiguas conexiones de la Patagonia. En *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* (págs. 28: 213-250). Córdoba.

Wright, V.P. y M.E. Tucker. 1991. Calcretes: an introduction. En Wright, V.P. y Tucker, M.E. (eds.) *Calcretes. International Association of Sedimentologists*, p. 1-22, Oxford.

Wright, V.P., 2007. Calcretes. In: Nash, D., McLaren, S. (Eds.), *Geochemical Sediments and Landscapes*. Willey-Blackwell, pp. 10–45.

Wright, V.P. y M.E., Tucker, 1991. Calcretes: an introduction. En Wright, V.P. y Tucker, M.E. (eds.) *Calcretes*. 1-22, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Yaalon, D.H., 1988. The soil as a reactor, modeling processes in the soil (Book review). *Soil Technology* 1, 191–192.

Yrigoyen M.R. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Geología y Recursos Naturales de la provincia de Buenos Aires. Bahía Blanca: 6to Congreso Geológico Argentino Relatorio, Actas: 139-168, Bahía Blanca.

Zachos J.C, N.J. Shackleton, J.S. Revenaugh, H. Pälike y B.P. Flower. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*. 2001,292(5515):274-8.

Zavala C. y M. Quatrocchio. 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario). Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 56 (1): 25-37.

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. y P. Imbellone. 1998. Problems and concepts of paleopedology in Argentina. *Quaternary International* (51-52): 28-30.
- Zárate, M. A., R. A. Kemp, M. Espinosa y L. Ferrero. 2000. Pedosedimentary and palaeoenvironmental significance of a Holocene alluvial sequence in the southern Pampas, Argentina. *The Holocene* 10: 481-488.
- Zárate M. y J. Fasano. 1984. The Plio-Pleistocene record of the central eastern Pampas, Buenos Aires province, Argentina: The Chapadmalal case study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* Volume 72, 1989, Pages 27-52.
- Zárate, M. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1987–2006. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987- 2006.
- Zárate, M. y J. Rabassa. 2005. Geomorfología de la Provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías, E. (eds.).
- Zárate, M., 2005. El Cenozoico Tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R.E., R.O. Etcheverry, M.F. Caballé y E. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*:4-139-158, La Plata.
- Zárate, M., P. Schultz, A. Blasi, C. Heil, J. King, y W Hames. 2007. Geology and geochronology of type Chasicuan (late Miocene) mammal-bearing deposits of Buenos Aires Province (Argentina). *Journal of South American Earth Science* 23 (1): 81-90.
- Zárate, M.A. y A. Blasi. 1991. Late Pleistocene and Holocene loess deposits of southeastern Buenos Aires province. Argentina. *Geojournal* 24: 211-220.
- Zarate, M. y A. Blasi. 1993. Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires province Argentina: A preliminary model. *Quaternary International*, 17:15-20.
- Zetti, J. 1967. Sobre la presencia del género *Marmosa* (Didelphidae, Marsupialia) en sedimentos de la Formación Epecuén (Plioceno medio). *Ameghiniana*, 5: 169-173.
- Zetti, J., 1964. El hallazgo de un *Megatheriidae* en el «Médano Invasor» del SW de Toay, Provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 3:257-265.
- Zinck, J. A. y J. M. Sayago. 2001. Climatic periodicity during the late Pleistocene from a loess-paleosol sequence in northwest Argentina. *Quaternary International*, 78: 11-1