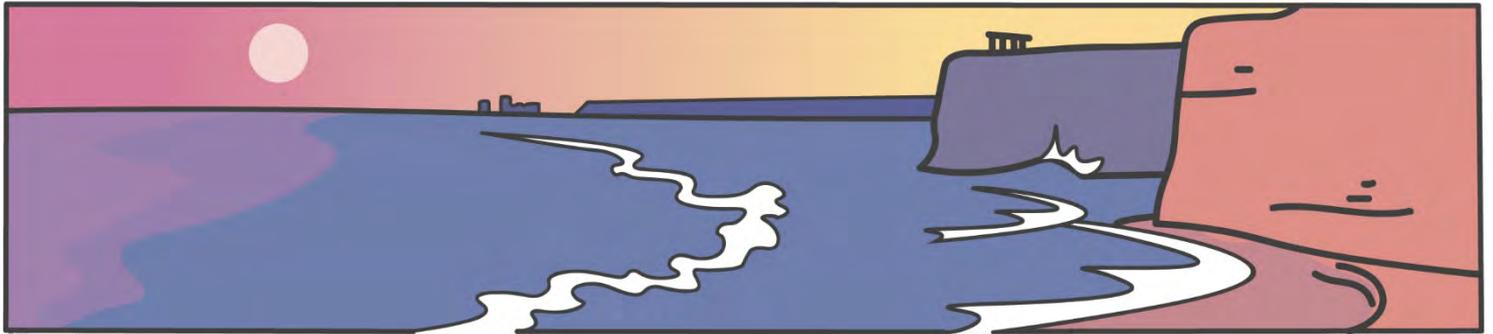




UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE LA PLATA

**Tesis Doctoral**  
Lic. Roberto Donna  
2023



# BIOMINERALIZACIONES DE SÍLICE AMORFA EN SECUENCIAS PEDOSSEDIMENTARIAS DEL SUDESTE BONAERENSE:

TAFONOMÍA, BIOGEOQUÍMICA E IMPORTANCIA PALEOAMBIENTAL

Directora: Dra. Margarita Osterrieth  
Co-director: Dr. Eduardo Morel

## *Agradecimientos*

En primer lugar, me gustaría reconocer el privilegio que tuve de poder hacer este trabajo, y agradecer al Estado Argentino por estar presente cuando lo necesitaba. Agradezco al Ministerio de Educación por la Beca Bicentenario 2009-2014, sin la cual no habría podido hacer la Licenciatura en Geología lejos de mi hogar; a la Universidad Nacional de La Plata por el comedor, la bicicleta, y sobre todo por guardarme un lugar en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo; al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por confiar en mí con una Beca Doctoral 2015-2021, por hacer factible esta investigación y acompañarme considerando mi salud; y a la Agencia Nacional de Discapacidad por asegurarme la medicación con la que pude recuperar mi vida normal.

A mis pares jóvenes investigadores del Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario de la Universidad Nacional de Mar del Plata por su amistad y consejo, no tengo más que gratitud. Les deseo una pronta desprecuarización. Agradezco en especial a Juan Lancia por provisionar los mates con los que celebramos las hazañas de Napoleón durante mis interminables horas de centrifugado y pipeteo; a Rocío Fayó por el tiempo que compartimos en Antártida y sobre todo por su inquebrantable responsabilidad y compañerismo en el proyecto de extensión en el Barrio San Patricio; y por último a José Bedmar, por su amistad para toda la vida.

A mis mentores, Margarita Osterrieth y Eduardo Morel por su dirección y paciencia, más que agradecerles, les pediría perdón. Agradezco la guía de Gabriela Hassan y Mauro Parolin, por recibirme en sus laboratorios y darme otra visión de la investigación; también a las juradas Josefina Bodnar y María de los Milagros Colobig por su tiempo y valiosas revisiones. Gracias a mis queridas compañeras del Suelos Team por erosionar a piquetazos el acantilado conmigo y aguantarme la escalera a pesar del baño de limo; a Mariana F. Honaine y Natalia Borrelli por su ayuda durante la pandemia; a Angel Ferrante y Mariana Camino por reconocermme y tenerme en cuenta para todos sus hermosos proyectos; y a Gustavo Manazza por iniciarme en el arte de enseñar.

Finalmente quiero agradecer a mi familia, por su calidez y cariño. A mis padres por las oportunidades que me trajeron hasta acá, y por suplir la necesidad más básica de todas, criarme con amor; a mis hermanos por su compañía y por el lenguaje que solo he escuchado entre nosotros; y por último a Camila Santos por su amor, le agradezco su corazón, con el mío.

*A Lionel Messi,  
por hacer feliz a todo el pueblo argentino.*



# Índice

<b>Índice</b> .....	<b>1</b>
<b>Resumen</b> .....	<b>5</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>9</b>
<b>Capítulo I – Marco conceptual</b> .....	<b>13</b>
1.1 El silicio y la sílice amorfa.....	13
1.2 Sílice amorfa biogénica.....	14
1.3 Biomineralizaciones de sílice amorfa .....	15
1.3.1 Silicofitolitos .....	16
1.3.2 Diatomeas.....	19
1.3.3 Quistes de crisofitas .....	21
1.3.4 Espículas de poríferos .....	23
1.4 Biomineralizaciones de sílice amorfa en el ciclo biogeoquímico del Silicio.....	24
1.5 Reconstrucciones paleoambientales.....	26
1.6 Importancia paleoambiental de los microfósiles de sílice amorfa .....	27
Motivaciones.....	28
Hipótesis de trabajo.....	29
Objetivo general.....	30
Objetivos particulares .....	30
<b>Capítulo II – Características generales del área de estudio</b> .....	<b>32</b>
2.1 Ubicación .....	32
2.2 Geología general .....	33
2.2.1 Metapelita Punta Mogotes (Marchese y DiPaola, 1975b).....	33
2.2.2 Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979).....	33
2.2.3 Areniscas pliocenas (Frenguelli y Outes, 1924) .....	34
2.2.4 Secuencias pedosedimentarias del Cenozoico tardío.....	34
2.3 Geomorfología .....	38
2.3.1 Geomorfología actual.....	38
2.3.2 Paleogeomorfología .....	42
2.4 Hidrología .....	43
2.4.1 Hidrología actual.....	43
2.4.2 Paleohidrología .....	43
2.5 Clima.....	44
2.5.1 Clima actual .....	44

2.5.2 Paleoclima.....	45
2.6 Pedología.....	46
2.6.1 Pedología actual.....	46
2.6.2 Paleopedología.....	47
2.7 Evolución paleoambiental del Sudeste Bonaerense durante el Cenozoico tardío.....	49
<i>Intervalo Plioceno medio/tardío (4,5/5 a 3,2 Ma)</i> .....	50
<i>Intervalo Plioceno tardío – Pleistoceno tardío (3,2 a 0,04/0,03 Ma)</i> .....	50
<i>Intervalo Pleistoceno tardío – Actualidad (0,04/0,03 Ma – Presente)</i> .....	52
2.8 Organismos actuales productores de biomineralizaciones de sílice amorfa en el sudeste bonaerense.....	53
2.8.1 Vegetación.....	53
2.8.2 Flora diatomológica.....	54
2.8.3 Flora de crisofitas.....	55
2.8.4 Poríferos de agua dulce.....	55
<b>Capítulo III - Materiales y métodos.....</b>	<b>56</b>
3.1 Unidades de muestreo y recolección de muestras.....	56
3.1.1 Suelos y sedimentos actuales del sudeste bonaerense.....	56
3.1.2 Perfiles tipo en las barrancas costeras.....	62
3.2 Caracterización morfológica.....	65
3.3 Caracterización física.....	67
3.4 Caracterización química.....	68
3.5 Caracterización mineralógica.....	70
3.5.1 Caracterización del contenido de sílice amorfa.....	70
3.5.2 Determinación de las especies de arcilla.....	74
3.6 Análisis estadísticos.....	74
<b>Capítulo IV - Ambientes análogos actuales.....</b>	<b>76</b>
4.1 Suelos.....	76
4.1.1 Características morfológicas.....	76
4.1.2 Características físicas.....	78
4.1.3 Características mineralógicas.....	78
4.2 Ambientes lénticos.....	82
4.2.1 Características mineralógicas.....	82
<b>Capítulo V - Perfil Escalera Barranca Los Lobos.....</b>	<b>90</b>
5.1 Introducción y antecedentes.....	90
5.1.1 Estratigrafía.....	91
5.1.2 Aloestratigrafía.....	91

5.1.3 Magnetoestratigrafía .....	91
5.2 Resultados .....	93
5.2.1 Características generales del Perfil Escalera Barranca Los Lobos .....	93
5.2.2 Características morfológicas .....	99
5.2.3 Características físicas .....	107
5.2.4 Características químicas .....	108
5.2.5 Características mineralógicas .....	109
<b>Capítulo VI - Perfil Punta San Andrés .....</b>	<b>125</b>
6.1 Introducción y antecedentes .....	125
6.1.1 Estratigrafía .....	126
6.1.2 Aloestratigrafía .....	126
6.1.3 Magnetoestratigrafía .....	126
6.2 Resultados .....	127
6.2.1 Características generales del Perfil Punta San Andrés .....	127
6.2.2 Características morfológicas .....	131
6.2.3 Características físicas .....	135
6.2.4 Características químicas .....	135
6.2.5 Características mineralógicas .....	137
<b>Capítulo VII – Discusión .....</b>	<b>144</b>
7.1 Relevancia de las características morfológicas en el estudio de las secuencias pedosedimentarias .....	144
7.2 Relevancia de las características químicas en el estudio de las secuencias pedosedimentarias .....	148
7.3 Importancia paleoambiental y tafonomía de los microfósiles de sílice amorfa en las secuencias pedosedimentarias .....	151
7.3.1 Biomineralizaciones de sílice amorfa en ambientes actuales del sudeste bonaerense .....	153
7.3.2 Silicofítolitos .....	155
7.3.3 Diatomeas .....	163
7.3.4 Quistes de crisofitas .....	165
7.3.5 Espículas de esponjas .....	167
7.4 Microfósiles de sílice amorfa y su relación con el Ciclo biogeoquímico del Si en las secuencias pedosedimentarias .....	168
7.5 El registro de vidrio volcánico y arcillas en las secuencias pedosedimentarias .....	170
7.6 Reconstrucción paleoambiental basada en el registro de microfósiles de sílice amorfa y las características morfológicas de las secuencias pedosedimentarias .....	172
<b>Capítulo VIII - Conclusiones y consideraciones finales .....</b>	<b>178</b>
<b>Referencias bibliográficas .....</b>	<b>181</b>
<b>Anexo .....</b>	<b>223</b>

Anexo I. Cuadro de síntesis de comunidades y especies actuales formadoras de silicofitolitos en el sudeste bonaerense y sus morfotipos característicos. ....	223
Anexo II. Síntesis de floras de diatomeas actuales y sus ambientes asociados en el sudeste bonaerense.....	224
Anexo III. Equivalencias de nomenclatura de morfotipos de silicofitolitos y traducción entre ICPN 1 y 2.0 .....	226
Anexo IV. Equivalencias de quistes de crisofíceas entre el sistema numérico ISWG y la nomenclatura recopilada de la obra de J. Frenguelli.....	231
<b>Especies mencionadas en orden alfabético .....</b>	<b>239</b>

## Resumen

Las secuencias pedosedimentarias del Cenozoico tardío del sudeste bonaerense, expuestas en las barrancas costeras entre Mar del Plata y Miramar, constituyen uno de los registros de mamíferos continentales más importantes de Sudamérica. Si bien las condiciones paleoambientales en las que se depositaron han sido ampliamente estudiadas, la evolución de la paleovegetación previa al Holoceno ha sido un tema poco abordado debido a la limitada capacidad de preservación de macrorestos vegetales y polen. A pesar de esto, otros bioindicadores capaces de aportar información paleoambiental, como las biomineralizaciones de sílice amorfa, se han mencionado con recurrencia en descripciones microscópicas de las barrancas costeras, y solo han sido estudiadas de forma exploratoria. Estos cuerpos de sílice hidratada ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) de entre 5 y 200  $\mu\text{m}$ , son precipitados en espacios intra, inter o extracelulares por organismos que capturan ácido monosilícico ( $\text{Si}(\text{OH})_4$ ) del ambiente para cumplir diversas funciones, principalmente protección y sostén. La magnitud de este fenómeno impacta de forma directa en el ciclo biogeoquímico del Si y, por lo tanto, en el equilibrio de los sistemas naturales. En el ámbito continental, se encuentran cuatro tipos de organismos que biomineralizan esta sustancia: diatomeas (algas pardas), que producen su pared celular con dos capas de sílice amorfa caracterizadas por una intrincada ornamentación; crisofitas (algas doradas) que forman quistes de sílice amorfa como estructuras de resistencia; poríferos de agua dulce que producen espículas de sílice amorfa, que junto con esponjina componen su esqueleto; y numerosas familias de plantas vasculares que forman cuerpos de sílice amorfa llamados silicofitolitos, que pueden presentar diferentes morfologías o morfotipos, cuyo valor taxonómico puede alcanzar el nivel de subfamilia. Luego de la muerte y descomposición de los organismos, las biomineralizaciones de sílice amorfa pueden degradarse constituyendo una de las principales fuentes de Si en el medio terrestre, o pueden preservarse en suelos y sedimentos por millones de años, formando parte del registro microfósil.

En este trabajo se describieron en secuencias pedosedimentarias representativas del Cenozoico tardío del sudeste bonaerense, los ensambles de biomineralizaciones de sílice amorfa. Dentro de los cuales se incluyó a los presentes en suelos y sedimentos actuales, y a los formados a lo largo del Cenozoico tardío en dos perfiles tipo de las barrancas costeras. Con ello se buscó evaluar la capacidad de los ensambles actuales de representar a las especies formadoras e indirectamente el tipo de ambiente; reconocer cambios composicionales dentro del registro formado durante el Cenozoico tardío y posibilitar su comparación con ensambles de ambientes análogos actuales. Adicionalmente, se analizaron los procesos tafonómicos que pudieron

afectar a las biomineralizaciones en estos depósitos, para así lograr un análisis integral de los resultados y establecer su relevancia paleoambiental.

La prospección de unidades de estudio de las secuencias pedosedimentarias se realizó en base a criterios preestablecidos. Los ambientes actuales representativos del sudeste bonaerense se eligieron en áreas con bajo impacto antrópico. Se muestrearon suelos (Argiudol típico) mediante excavación de calicata y ambientes lénticos (lagunas someras) por recuperación de testigos. Mientras que los perfiles de las barrancas costeras analizados (Perfil Escalera Barranca Los Lobos y Perfil Punta San Andrés), fueron seleccionados en base a su buena resolución temporal, accesibilidad y preexistencia de control cronoestratigráfico. Los perfiles se dividieron en secciones muestrales delimitadas en base a diferencias morfológicas observadas en campo y complementadas por análisis de laboratorio. Para cada sección se obtuvieron muestras de sectores espaciados lateralmente. En total, fueron analizadas 18 muestras de ambientes actuales y 72 muestras de los perfiles. Sobre las cuales también se midió la concentración de sílice disuelta en solución mediante espectrofotometría.

El contenido de biomineralizaciones de sílice amorfa fue descrito en microscopio óptico de forma cuantitativa y cualitativa. Se estimaron abundancias por peso de muestra total y se calcularon las abundancias relativas con sus respectivos intervalos de confianza para silicofitolitos, diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de esponjas. En base a los resultados, se establecieron zonas con diferencias significativas mediante análisis de agrupamiento y se determinó el grado de similitud entre ensambles actuales y fósiles mediante análisis de escalamiento multidimensional no métrico (NMDS).

En ambientes actuales se encontraron biomineralizaciones de sílice amorfa formando ensambles abundantes, en promedio la cantidad por miligramo fue de 14 883 en suelos y 20 649 en sedimentos de ambientes lénticos; constituyendo registros distintivos y representativos de las especies formadoras. Los silicofitolitos dominaron los ensambles del suelo, principalmente constituidos por los morfotipos RONDEL y ELONGADO ENTERO; mientras que en las lagunas someras también se encontraron los morfotipos BILOBADO, ELONGADO DENTADO y CRENADO. Los ensambles de ambientes lénticos también presentaron diversidad de diatomeas en buen estado de preservación. Lo que posibilitó la delimitación de zonas en los testigos de cada laguna, con períodos de profundización representados por especies planctónicas como *Cyclotella meneghiniana* y *Aulacoseira granulata*, y períodos de somerización y desecación indicados por especies epífitas como *Gomphonema* spp. y aerófitas como *Hantzschia amphyoaxis* y *Luthicola mutica*. También se hallaron en los testigos analizados 14 tipos de quistes de crisofitas, que constituyen el primer

registro en lagunas someras del sudeste bonaerense. Uno de los cuales tiene afinidad biológica conocida, por lo que puede ser asignado a *Uroglena volvox Ehrenberg*. Por su parte, las espículas de esponja fueron halladas como un elemento muy poco frecuente, y asignables a *Ephydatia fluviatilis*, la única especie actual registrada. En los perfiles de las barrancas costeras, la cantidad promedio por miligramo de microfósiles máxima fue de 10 500, mientras que en promedio fue de 6600 en perfil Escalera Barranca Los Lobos y de 4250 en perfil Punta San Andrés. En los ensambles hallados, los silicofitolitos fueron los únicos microfósiles en cantidades suficientes como para admitir análisis cuantitativos. Por su abundancia a lo largo de las secuencias y su mayor capacidad de disolución en relación con la sílice inorgánica, serían una importante fuente de Si en el ciclo biogeoquímico continental local. Su aporte se concentraría especialmente en paleosuelos argílicos, donde se encontraron los ensambles más numerosos y las concentraciones de sílice disuelta más altas. El análisis de la tafonomía de los silicofitolitos respaldó su relevancia como bioindicador para este registro, por lo que la abundancia por peso de muestra total y frecuencia relativa de morfotipos se utilizó para reconstruir la paleovegetación, e indirectamente la intensidad de pedogénesis y condiciones paleoclimáticas. Para contextualizar los resultados se utilizó el esquema aloestratigráfico más reciente y estudios de magnetoestratigrafía previos como control cronológico indirecto.

El estudio del perfil Escalera Barranca Los Lobos permitió reconstruir la paleovegetación del área durante el Plioceno medio/tardío y Pleistoceno, donde el registro de silicofitolitos indica cuatro cambios en la cobertura vegetal. Los ensambles hallados en la Alofm. Playa San Carlos indican una paleovegetación dominada por pastizales tipo flechillar y arecáceas. En la Alofm. Punta Martínez de Hoz se observó un cambio interno en los ensambles, los cuales indican una cobertura vegetal dominada por pastizales de régimen semiárido templado/frío en la sección inferior, y húmedo en la superior. Este aumento de la disponibilidad hídrica es a su vez respaldada por la presencia de diatomeas y quistes de crisofitas. Por último, en la Alofm. Punta San Andrés se registran ensambles homologables a la cobertura vegetal típica de ambientes lénticos actuales. El análisis del perfil Punta San Andrés permitió completar la reconstrucción de ambientes durante la depositación de la Alofm. Punta San Andrés con mayor detalle. El perfil presentó dos secciones con contenidos anormalmente bajos de silicofitolitos, sugiriendo paleoambientes áridos con escasa cobertura vegetal, que habrían alternado con períodos con buen desarrollo de pastizales de composición similar a los actuales. Estos resultados refuerzan la interpretación de condiciones áridas en el sudeste pampeano alrededor de los 2,5 Ma, como ha sido previamente inferido a partir de la presencia de taxones específicamente adaptados a climas áridos de la biozona *Ctenomys chapadmalensis*.

Los resultados de este trabajo destacan el potencial uso de los silicofitolitos como bioindicadores en las secuencias pedosedimentarias del Cenozoico tardío del sudeste bonaerense, donde la litología y mineralogía homogénea ha sido un obstáculo para la comprensión de la evolución paleoambiental de la región. Mientras que las diatomeas, componentes importantes en los ensambles de las lagunas pampeanas someras actuales, se encuentran en escasa cantidad en las secuencias pedosedimentarias y por lo tanto carecen de relevancia paleoambiental en este registro. Su escasez no implica la inexistencia de paleohumedales en la historia geológica del área, sino que responde a condiciones de preservación adversas. Los quistes de crisofitas constituyen un componente poco abundante, aunque con presencia constante a lo largo de las secuencias pedosedimentarias. Si bien tienen escasa relevancia paleoambiental para este registro, la continuidad en su investigación permitirá homologar la antigua taxonomía local al reciente sistema numérico internacional y ampliar el conocimiento de su distribución nacional y mundial. De los quistes hallados en este trabajo, 6 son mencionados por primera vez en Argentina. Finalmente, las espículas de esponjas se encuentran en bajas cantidades y solo representadas por fragmentos de megaescleras. Debido a la ausencia de condiciones óptimas para el desarrollo de esponjas tanto en el presente como durante el Cenozoico tardío, se infiere que no ha sido un filo prolífico ni diverso en el área. Por ello, puede considerarse que las espículas no poseen relevancia paleoambiental para este registro.

**Palabras clave:** Sudeste bonaerense, Cenozoico tardío, Silicofitolitos, Diatomeas, Quistes de crisofitas.

## Abstract

The Late Cenozoic pedosedimentary sequences of southeastern Buenos Aires, displayed in the coastal cliffs between Mar del Plata and Miramar, constitute one of the most important records of continental mammals in South America. Although the paleoenvironmental conditions in which they were deposited have been extensively studied, the evolution of the paleovegetation before the Holocene has only been a little explored subject, due to the limited preservation capacity of plant macro-remains and pollen. Nevertheless, other bioindicators capable of providing paleoenvironmental information, such as amorphous silica biomineralizations, have been recurrently mentioned in microscopic descriptions of the coastal cliffs and have only been subject of exploratory research.

These bodies of hydrated silica ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), ranging from 5 to 200  $\mu\text{m}$  in size, are precipitated in intra-, inter-, or extracellular spaces by organisms that capture monosilicic acid ( $\text{Si}(\text{OH})_4$ ) from the environment to fulfill various functions, primarily protection and support. The magnitude of this phenomenon directly impacts the silicon biogeochemical cycle and, therefore, in the balance of natural systems. In continental environments, there are four types of organisms that biomineralize this substance: diatoms (yellow-brown algae), which produce their cell walls with two thecae of amorphous silica characterized by intricate ornamentation; chrysophytes (golden algae) that form cyst of amorphous silica as resistant structures; freshwater sponges that produce spicules of amorphous silica, which together with spongin, compose their skeletons; and numerous families of vascular plants that form bodies of amorphous silica called silicophytoliths, which can exhibit different morphologies or morphotypes, with taxonomic value reaching the subfamily level.

After the death and decomposition of organisms, amorphous silica biomineralizations can degrade, as one of the main sources of Si in terrestrial environments, or they can be preserved in soils and sediments for millions of years, forming a part of the microfossil record.

In this study, assemblages of amorphous silica biomineralizations in representative pedosedimentary sequences of southeastern Buenos Aires were described. These assemblages encompassed those found in modern soils and sediments, as well as those formed over the late Cenozoic in two typical sections of the coastal cliffs. The objective was to assess the ability of modern assemblages to represent the species responsible and, indirectly, the type of environment. Additionally, the study aimed to identify compositional changes within the late Cenozoic record and enable comparisons with analogous contemporary environments. Furthermore, taphonomic processes that could have affected the biomineralizations in these

deposits were analyzed to achieve a comprehensive analysis of the results and establish their paleoenvironmental significance.

The survey of study units of the pedosedimentary sequences was carried out based on pre-established criteria. Representative modern environments in southeastern Buenos Aires were selected in areas with low anthropogenic impact. Soils (Typic Argiudol) were sampled through excavation of pits, and lentic environments (shallow lakes) were sampled by core extraction. The analyzed coastal cliff sections (Escalera Barranca Los Lobos Profile and Punta San Andrés) were selected based on their good temporal resolution, accessibility, and pre-existing chronostratigraphic control. The profiles were divided into sample sections delimited based on morphological differences observed in the field and complemented by laboratory analysis. Samples were obtained from laterally spaced sectors for each section. In total, 18 samples from current environments and 72 samples from the profiles were analyzed, and the concentration of dissolved silica in solution was also measured using spectrophotometry.

The content of amorphous silica biomineralizations was described quantitatively and qualitatively under an optical microscope. Abundances were estimated per unit in relation to weight of total samples, and relative abundances with their respective confidence intervals were calculated for silicophytoliths, diatoms, chrysophycean cysts, and sponge spicules. Based on the results, zones with significant differences were established through clustering analysis, and the degree of similarity between modern and fossil assemblages was determined through non-metric multidimensional scaling analysis (NMDS).

In modern environments, abundant amorphous silica biomineralizations were found, with an average quantity per milligram of 14 883 in soils and 20 649 in sediments of lentic environments, constituting distinctive and representative records of the species responsible for their formation. Silicophytoliths dominated the soil assemblages, primarily consisting of the RONDEL and ELONGATE ENTIRE morphotypes, while in the shallow lagoons, the morphotypes BILOBATE, ELONGATE DENTATE, and CRENATE were also present. The assemblages in lentic environments also displayed a diversity of diatoms in well preserved. This enabled the identification of zones in the core samples from each shallow lake, with periods of deepening represented by planktonic species such as *Cyclotella meneghiniana* and *Aulacoseira granulata*, and periods of shallowing and desiccation indicated by epiphytic species like *Gomphonema* spp. and aerophytes like *Hantzschia amphyoxis* and *Luthicola mutica*. Additionally, 14 types of chrysophycean cysts were found in the analyzed cores, constituting the first recorded instance in shallow lakes of southeastern Buenos Aires. One of which has known biological affinity, so it can be assigned to *Uroglena volvox Ehrenberg*. On

the other hand, spicules of sponges were encountered as very rare elements, identifiable as belonging to *Ephydatia fluviatilis*, the only modern species in the area.

In the sections of the coastal cliffs, the maximum average quantity per milligram of microfossils was 10 500, with an average of 6600 in Escalera Barranca Los Lobos and 4250 in Punta San Andrés. Among the assemblages found, silicophytoliths were the only microfossils in sufficient quantities to allow for quantitative analysis. Due to their abundance throughout the sequences and their greater solubility compared to inorganic silica, they could represent an important source of silicon in the local continental biogeochemical cycle. Their contribution would be especially concentrated in argillic paleosols, where the most numerous assemblages and the highest concentrations of dissolved silica were found. Taphonomic analysis of the silicophytoliths supported their relevance as bioindicators for this record. Therefore, the abundance per unit in relation to weight of the total sample and the relative frequency of morphotypes were used to reconstruct the paleovegetation, and indirectly the intensity of pedogenesis and paleoclimatic conditions. To contextualize the results, was used the most recent allostratigraphic framework and previous magnetostratigraphy studies as indirect chronological control.

The study of the Escalera Barranca Los Lobos section allowed the reconstruction of the paleovegetation in the area during the middle/late Pliocene and Pleistocene, where the silicophytolith record indicates four changes in vegetation cover. The assemblages found in the Playa San Carlos Alloformation indicate a paleovegetation dominated by flechillar type grasslands and arecaceae. In the Punta Martínez de Hoz Alloformation, an internal change in the assemblages was observed, indicating a vegetation cover dominated by grasslands of a semi-arid temperate/cold regime in the lower section and a humid regime in the upper section. This increase in water availability is further supported by the presence of diatoms and chrysophycean cysts. Finally, in the Punta San Andrés Alloformation, assemblages comparable to the typical vegetation cover of current lentic environments were recorded.

The analysis of the Punta San Andrés section allowed for a more detailed reconstruction of environments during the deposition of the Punta San Andrés Alloformation. The profile presented two sections with abnormally low contents of silicophytoliths, suggesting arid paleoenvironments with limited vegetation cover, alternating with periods of well-developed grasslands with compositions similar to present-day conditions. These results support the interpretation of arid conditions in the southeastern Pampas region around 2.5 million years ago, as previously inferred from the presence of taxa specifically adapted to arid climates in the *Ctenomys chapadmalensis* biozone.

The results of this study highlight the potential use of silicophytoliths as bioindicators in the late Cenozoic pedosedimentary sequences of southeastern Buenos Aires, where the homogeneous lithology and mineralogy has been a barrier to understanding the paleoenvironmental evolution of the region. While diatoms, which are important components of assemblages from Pampean modern shallow lakes, are present in low abundances in the pedosedimentary sequences and therefore lack paleoenvironmental relevance in this record. Their scarcity does not imply the absence of paleowetlands in the geological history of the area but rather results from adverse preservation conditions. Chrysophycean cysts constitute a minor component, although they are consistently present throughout the pedosedimentary sequences. While they have limited paleoenvironmental relevance for this record, continued research will allow for the alignment of local taxonomy with the recent international numerical system and expand knowledge of their national and global distribution. Of the cysts found in this study, 6 are mentioned for the first time in Argentina. Finally, sponge spicules are present in low quantities and are only represented by fragments of megascleres. Due to the absence of optimal conditions for sponge development in both the present and the late Cenozoic, it is inferred that this phylum has not been prolific or diverse in the area. Therefore, it can be considered that the spicules do not hold paleoenvironmental significance for this record.

**Keywords:** Southeastern Buenos Aires, Late Cenozoic, Silicophytoliths, Diatoms, Chrysophycean cysts.

# CAPÍTULO I

## MARCO CONCEPTUAL

### 1.1 El silicio y la sílice amorfa

El silicio es el séptimo elemento más abundante en el universo, el cuarto en la Tierra, y el segundo en la litosfera (Cox, 1989). Es un componente principal en los minerales más abundantes en las rocas, y un nutriente esencial para el fitoplancton y la vegetación terrestre (Basile-Doelsch *et al.*, 2005).

El silicio se forma de manera sostenida por fusión nuclear a temperaturas mayores a 1 500 000 000 °C, solo alcanzadas durante los estadios más avanzados del ciclo estelar en estrellas masivas. Cuando la temperatura de una estrella se acerca a los 5 000 000 000 °C, se produce la supernova y dispersión interestelar de los elementos formados, que son transportados hasta ser atrapados por otro campo gravitatorio. Mientras que, en las estrellas como el Sol, las temperaturas y presiones reinantes no son lo suficientemente altas como para formar núcleos de elementos más pesados que el helio. Por ello, el Sol es considerado una estrella de segunda generación, dado que los elementos pesados como el silicio presente en los planetas del Sistema Solar debieron haberse formado en cuerpos estelares de mayor tamaño (Valtierra, 2001).

Durante la formación del Sistema Solar a partir del colapso gravitacional de una nube interestelar, los elementos de mayor temperatura de condensación y componentes primarios de las rocas como el silicio, se concentraron preferentemente en las zonas cercanas a la nueva estrella (Cameron, 1973). Esto definió la abundancia de silicio y otros elementos pesados en el planeta Tierra, que luego de su formación sufrió una diferenciación en su interior promovida por las diferentes afinidades de enlace y propiedades físicas de los elementos químicos. Induciendo a los elementos a separarse o agruparse con otros afines, siempre que las condiciones de movilidad atómica fueran dadas (Favero y Jobstrabaizer, 1996).

El silicio pertenece a los elementos litófilos por su afinidad a enlazarse con oxígeno y formar silicatos. La estructura molecular cristalina de los silicatos es el tetraedro, con un átomo de silicio en el centro y cuatro átomos de oxígeno en los vértices. Los átomos de oxígeno tienen cargas negativas que pueden ser compensadas con cationes, o compartiendo átomos de silicio con otros tetraedros, formando las distintas estructuras tridimensionales que definen a las

subclases de silicatos minerales (tetraedros dobles, anillos o láminas). Al aumentar el grado de polimerización, se reduce la relación Si/O de 1:4 a 1:2, formando una red tridimensional muy estable que define a la subclase de los tectosilicatos. Dentro de esta subclase se encuentra el grupo de la sílice (SiO<sub>2</sub>), compuesto por seis formas minerales principales: cuarzo, tridimita, cristobalita, coesita, stishovita, y la variedad amorfa, el ópalo (Klein y Philpotts, 2012).

El ópalo es una especie mineraloide hidratada, con un contenido de agua promedio que varía entre 4 y 9 %. Debido a su microporosidad, es el polimorfo de la sílice de menor densidad, dureza e índice de refracción (Klein y Phillpotts, 2012). Posee nula a escasa estructura cristalina o pseudocristalina. Esta última es la expresión de un ordenamiento a pequeña escala de microcristales de sílice (Fron del, 1962). Aunque también se ha reconocido en el ópalo una estructura de escala macromolecular, formada por agregados de esferas de sílice empaquetadas con arreglo hexagonal. Estas esferas poseen diámetros que van desde 1,5 Å a 3,5 Å, que a su vez están compuestas por agregados de esferas de menores dimensiones (Jones *et al.*, 1966; Greer, 1969).

## 1.2 Sílice amorfa biogénica

De los polimorfos de sílice, el ópalo es el único que además de su origen inorgánico puede ser sintetizado por organismos, y es conocido como ópalo biogénico o sílice amorfa biogénica (SiO<sub>2</sub>·nH<sub>2</sub>O). La sílice amorfa biogénica puede presentarse como partículas individuales o en agregados con diferentes grados de complejidad formados por microesferas de menor diámetro que las del ópalo inorgánico (Jones *et al.*, 1966; Lowenstan, 1981).

La sílice amorfa biogénica es precipitada durante el proceso de biomineralización en espacios intra, inter o extracelulares por organismos que capturan ácido monosilícico (Si(OH)<sub>4</sub>) del ambiente para cumplir diversas funciones, principalmente protección y sostén (Lowenstan y Weiner, 1989). Los organismos pueden formar biomineralizaciones mediante dos procesos diferentes: por mediación de una matriz orgánica, cuando las biomineralizaciones se desarrollan a partir de una matriz que acumula iones; o por inducción biológica, cuando se desarrollan de forma extracelular y/o intercelular en relación con la química del medio (Lowenstan, 1981). El primer proceso es más frecuente en plantas, animales y hongos, mientras que el segundo suele ocurrir en bacterias, algas verdes y pardas. A su vez, dentro de un organismo existen variaciones en los patrones de biomineralización, por lo cual, el control y la

regulación de este proceso no sólo se da a nivel celular sino también a nivel individuo (Lowenstan, 1981; Jahren, 1996).

Algunas biomineralizaciones son producidas a tales escalas que impactan sobre la química de los océanos, así como también de ambientes costeros y continentales, y llegando a ser importantes componentes de rocas sedimentarias (Lowenstan, 1981).

### **1.3 Biomineralizaciones de sílice amorfa**

En el ambiente continental, las biomineralizaciones de sílice amorfa son formadas por numerosas familias de plantas vasculares, diatomeas (algas pardas), crisofitas (algas doradas) y poríferos de agua dulce. Dado que su tamaño es microscópico, entre 5 y 200  $\mu\text{m}$ , comenzaron a ser estudiadas a partir de la segunda mitad del siglo XIX, luego de la invención del microscopio óptico (Lowenstan y Weiner, 1989; Lu y Liu, 2003; Rowe y Kershaw, 2008).

En la Argentina, la presencia de biomineralizaciones de sílice amorfa ha sido mencionada desde principios del siglo XX, durante el período de visitas de naturistas extranjeros. Las primeras descripciones fueron realizadas en 1825 por C.G. Ehrenberg, quien estudió por primera vez bajo microscopio sedimentos del territorio argentino. Las muestras que observó habían sido proporcionadas por C.R. Darwin, quien las obtuvo en su paso por Sudamérica con el Beagle y posteriormente publicó los resultados en su histórica contribución “*Geological observations on South America*” (1846). El tema fue retomado en la década de 1930 en los trabajos descriptivos de J. Frenguelli (Orlando, 1966). Posteriormente, en una tercera etapa comprendida en las últimas décadas, se profundizó el conocimiento de las biomineralizaciones de sílice amorfa y sus implicancias paleoambientales. Aunque los avances se produjeron en un contexto de especialización en subdisciplinas que fragmentó su estudio. Por ello, a pesar de presentarse diversas biomineralizaciones de sílice amorfa en suelos y sedimentos, y de aportar información paleoambiental complementaria, rara vez son estudiadas en conjunto.

La ecología de los organismos formadores y los antecedentes de su estudio en la Argentina y el sudeste bonaerense constituye un aspecto importante a revisar:

### 1.3.1 Silicofitolitos

La biomineralización más común en plantas vasculares (Tracheophyta) son fitolitos de carbonato de calcio u oxalatos llamados calcifitolitos (Osterrieth *et al.*, 2016). Sin embargo, algunas especies toman silicio de la solución del suelo a través de sus raíces en forma de ácido monosilícico ( $\text{Si(OH)}_4$ ), que luego es transportado por el xilema hasta los órganos aéreos; allí puede precipitar como sílice amorfa en espacios intra o extracelulares, formando biomineralizaciones llamadas silicofitolitos, que pueden presentar distintas morfologías definidos como morfotipos (Mitani *et al.*, 2005). Durante la formación de silicofitolitos, la transpiración cumpliría un rol fundamental, transportando agua con ácido monosilícico disuelto hacia los órganos aéreos, donde su precipitación sería catalizada por la acción de biomoléculas (Kumar *et al.*, 2017a). La cantidad de sílice acumulada en relación al peso total de la planta varía entre 50 g/kg y 150 g/kg, en función de la disponibilidad de Si en la solución del suelo y la filogenia. La fijación de sílice amorfa suele ser mayor en los órdenes de monocotiledóneas comelinidas, como las Poales (gramíneas, juncos, ananá, clavel del aire, papiro, bambú), ciperáceas (Novello *et al.*, 2012), y arecáceas (palmeras) (Hodson *et al.*, 2005). Así mismo, la variedad de morfotipos de silicofitolitos que una especie genera puede ser escasa (dicotiledóneas), o muy abundante (gramíneas) (Kumar *et al.*, 2017b).

El rol de la sílice amorfa en las plantas puede ser análogo al de la lignina, al ser un componente estructural de las paredes celulares resistente a la compresión, y cuya incorporación es de menor costo energético (Conley, 2002). Aunque se ha encontrado que los silicofitolitos también intervienen en otros aspectos ecológicos fundamentales, como la relación planta-herbívoro, intercepción de luz, resistencia a patógenos y aliviamiento de stress abiótico (Coskun *et al.*, 2018).

Luego de la muerte y descomposición de la planta, los silicofitolitos pueden degradarse constituyendo una de las principales fuentes de Si en el medio terrestre (Conley, 1997), o pueden preservarse en suelos y sedimentos por millones de años, formando un registro de las comunidades vegetales del pasado (Piperno, 1988). Siendo los silicofitolitos más antiguos conocidos del Cretácico temprano (98,8 Ma) (Poinar, 2011).

Los silicofitolitos pueden ser utilizados como indicadores de la tasa de pedogénesis en el registro geológico, dado que su abundancia está directamente relacionada con la proporción de materia orgánica en el suelo original (Zhang *et al.*, 2011). A su vez, la abundancia relativa de los morfotipos que componen los ensambles puede aportar información sobre la composición

de la cobertura vegetal y su evolución en el tiempo (Rovner, 1971; Gallego *et al.*, 2004). Si bien los silicofitolitos presentan multiplicidad (una misma especie puede formar distintos morfotipos) y redundancia (distintas especies pueden formar el mismo morfotipo), ciertas familias producen morfotipos diagnósticos que permiten su identificación (Rovner, 1971; Piperno, 1988). A diferencia de otros indicadores de la vegetación como el polen, la familia Poaceae puede ser claramente identificada a partir de silicofitolitos, e incluso es posible discriminar entre subfamilias (Twiss 1992; Zuo *et al.*, 2021). Otras familias como las arecáceas, ciperáceas y algunas familias arbóreas también producen silicofitolitos distintivos (Novello *et al.*, 2012; Hodson *et al.*, 2005; Benvenuto *et al.*, 2015).

Así mismo, los silicofitolitos pueden ser utilizados para inferir el paleoclima, dado que las subfamilias de Poaceae presentan morfotipos distintos y están asociadas a una ruta metabólica (C3 o C4), dominando C3 en clima templado/frío y C4 en templado/cálido húmedo (Twiss *et al.*, 1969; Twiss, 1992; Gallego y Distel, 2004). Las distintas subfamilias de poáceas suelen por lo tanto estar asociadas a ambientes como, por ejemplo: pooides en pastizales fríos a templados, cloridoides en pastizales áridos, y sorgos (Andropogoneae) en sabanas mésicas propensas a incendios naturales (Twiss 1992; Strömberg *et al.*, 2018). Mientras que silicofitolitos distintivos de especies presentes en humedales y cerca de ellos, como juncos, colas de zorro y podostomaceas han sido utilizados para reconstruir la presencia de cuerpos de agua (Guo *et al.*, 2012).

Debido a su relevancia como indicadores paleoambientales y recurrencia en el registro geológico, se han desarrollado diferentes índices basados en silicofitolitos, entre los que se puede mencionar: Índice Iph de aridez relativa (Diester-Haass *et al.*, 1973), Índice climático (IC) (Twiss, 1992; Bremond, 2008), Índice Bi (Fs) de estrés hídrico (Bremond *et al.*, 2005; Strömberg *et al.*, 2007; Messenger *et al.*, 2011), Índice Pa/P de cobertura de palmeras respecto a la de pastizales (Coe, 2009) e Índice pastizal-bosque (Gao *et al.*, 2017). Sin embargo, estos índices son solo aplicables en los registros para los cuales fueron creados, donde los morfotipos usados en los cálculos son abundantes.

Los silicofitolitos fueron mencionados por primera vez por Struve (1835), aunque recién a partir de la década de 1970 comenzaron a utilizarse con mayor frecuencia como una herramienta de reconstrucción en arqueobotánica y paleoecología (Rovner, 1971; Piperno, 1988, 2006; Zucol y Brea, 2000; Strömberg 2003, 2007). En particular, se ha destacado su relevancia paleoambiental en sedimentos donde predomina la oxidación, capaces

de preservar fósiles de vertebrados, pero no así hojas o polen de la paleovegetación que permitan interpretar la paleoecología de esos restos (Strömberg *et al.*, 2018).

Recientemente, con el objetivo de homologar las descripciones de todo el mundo, se desarrolló un código de nomenclatura internacional (*International Code for Phytolith Nomenclature: ICPN*), del cual se han publicado dos actualizaciones ICPN 1.0 (Madella *et al.*, 2005) e ICPN 2.0 (ICPT, 2019). A su vez, la aplicación de silicofitolitos en estudios paleoambientales se ha potenciado en los últimos años gracias al aporte de investigaciones sobre su distribución en plantas y ambientes actuales (Borrelli *et al.*, 2011; Fernández Honaine *et al.*, 2014, 2021; Osterrieth *et al.*, 2014a; de Rito *et al.*, 2018; Strömberg *et al.*, 2018), y de su transporte y preservación luego de separarse del tejido vegetal (Fraysse *et al.*, 2009; Cabanes *et al.*, 2011; Latorre *et al.*, 2012; Osterrieth *et al.*, 2014b; Paolicchi *et al.*, 2021). Mientras que los avances relacionados a métodos de extracción de silicofitolitos a partir de sedimentos (Álvarez *et al.*, 2008a; Katz *et al.*, 2010), análisis estadísticos de ensambles (Barboni *et al.*, 2007; Novello *et al.*, 2012; Blinnikov *et al.*, 2013), comparación con colecciones de referencia actuales (Strömberg, 2003), y sus sesgos de representatividad (Blinnikov *et al.*, 2002; Hyland *et al.* 2013), han aumentado el grado de confianza en la obtención de datos.

En nuestro país, el estudio de silicofitolitos comenzó con los trabajos de carácter taxonómico y descriptivo de Ehrenberg (1854), quien observó sedimentos limosos de las barrancas de Monte Hermoso, Bahía Blanca, y realizó la primera clasificación, donde identificó 89 morfotipos. El estudio de los silicofitolitos se retomó de forma episódica casi un siglo después, cuando aparecieron las primeras menciones en español realizadas por Frenguelli (1930), quien trabajó en suelos y sedimentos pampeanos, y realizó estudios descriptivos en gramíneas actuales. Posteriormente, Teruggi (1955, 1957) propuso una técnica para diferenciar vidrio volcánico de ópalo biogénico en sedimentos pampeanos, e interpretó en base a la presencia de silicofitolitos, una paleovegetación dominada por gramíneas. Años más tarde, Bertoldi de Pomar (1970, 1975) estudió silicofitolitos recuperados de suelos y sedimentos de la provincia de Santa Fe, contribuyendo a la clasificación morfológica, propuso metodologías de extracción y ponderó su importancia como bioindicadores paleoambientales. Desde la década de 1990, el tema ha sido abordado de forma continua con el establecimiento de grupos de investigación especializados, centrándose en la descripción de ensambles en suelos y sedimentos del litoral (Zucol y Brea, 2000, 2006; Zucol *et al.*, 2005a; Erra, 2009; Erra, 2010; Erra *et al.*, 2013) y Patagonia (Zucol *et al.*, 2004a, 2004b, 2005b, 2006, 2007a)

y a la aplicación de silicofitolitos en estudios arqueológicos (Korstanje y Cuenya, 2006, 2007; Würschmidt y Korstanje 1999; Osterrieth y Tassara, 2005; Osterrieth *et al.*, 2000, 2001, 2002, 2005a, 2006a; Zucol *et al.*, 2002; 2005c, 2007b; Menéndez *et al.*, 2009; Pérez y Erra, 2011; Colobig, 2012, 2014a, 2014b).

Mientras que, en el área de estudio existen antecedentes referidos a la descripción de asociaciones fitolíticas de la vegetación, suelos, paleosuelos y sedimentos (Osterrieth, 1998a, 1998b, 1999, 2000, 2001a, 2001b, 2006b; González y Osterrieth, 1996; Zucol y Osterrieth, 1999; Borrelli y Osterrieth, 1999, 2001; Osterrieth y Zucol, 2000; Osterrieth *et al.*, 1998, 2005b, 2009, 2011, 2016; Fernández Honaine, 2005, 2007; Fernández Honaine *et al.*, 2005, 2006, 2009, 2014; Erra *et al.*, 2010; Gomes Coe *et al.*, 2014; de Rito *et al.*, 2018; Frayssinet *et al.*, 2021). Particularmente, el estudio de silicofitolitos ha tenido especial importancia en las secuencias pedosedimentarias del Cenozoico tardío, reconstruyendo los cambios de cobertura vegetal entre períodos glaciales e interglaciares donde estudios mineralógicos y sedimentológicos proveen información poco clara debido a la homogeneidad de la litología (Teruggi e Imbellone, 1987; Spaletti, 1992; Osterrieth y Martínez, 1993; Osterrieth *et al.*, 2016).

### 1.3.2 Diatomeas

Las diatomeas (Bacillariophyceae) son algas eucariotas unicelulares y generalmente fotosintéticas, distribuidas ampliamente en los ambientes acuáticos y húmedos de todo el mundo (marinos, salobres o dulceacuícolas). Dentro de este grupo se incluyen 285 géneros, dentro de los cuales se han descrito cerca de 100 000 especies (Round *et al.*, 1990; Mann y Vanormelingen, 2013). De las especies conocidas, menos de diez son heterótrofas y sin pigmentación, pertenecientes a los géneros *Nitzschia* y *Hantzschia* (Li y Volcani, 1987). Las diatomeas son un grupo muy diverso, que forma comunidades en la columna de agua y/o se encuentra asociada a diferentes sustratos, como sedimentos, rocas u otros organismos. Son un componente principal del fitoplancton, especialmente en aguas frías y zonas de *upwelling* en océanos y lagos. Mientras que, en ambientes acuáticos de poca profundidad, integran tanto el fitoplancton como la comunidad bentónica (Smol y Stoermer, 2010). A su vez, en suelos y superficies húmedas pueden tolerar períodos emergidas mediante la secreción de un mucílago insoluble en forma de almohadillas, pedúnculos, o formando biofilms. Y en condiciones de

estrés, tienen la capacidad de generar esporas de reposo o resistencia (Marchetti y Cassar, 2009).

Las diatomeas poseen gran importancia ecológica, ya que contribuyen a alrededor del 22 % de la producción primaria global, y que su productividad puede acentuarse durante proliferaciones estacionales conocidas como *blooms* (Nelson *et al.*, 1995). Así mismo, cumplen un rol fundamental en los ciclos biogeoquímicos del Si y C, captando elementos en aguas superficiales y fijándolos en el fondo oceánico (Falkowski 1994; Ragueneau *et al.*, 2000).

La pared celular de las diatomeas se compone de dos tecas de sílice amorfa caracterizadas por una intrincada ornamentación. En conjunto con las bandas de cintura, las tecas forman la valva o frústulo, que puede representar hasta el 60 % del peso seco en algunas especies. Las perforaciones de las tecas permiten el flujo de sustancias entre la célula y el ambiente, presentando arreglos de distribuciones y abundancias únicas, útiles en la determinación taxonómica a nivel de especie (Round *et al.*, 1990). En base a la morfología del frústulo, se pueden diferenciar dos órdenes de diatomeas (Guiry, 2012): las céntricas, de simetría radial, y las pennadas, de simetría bilateral. El frústulo se encuentra a su vez rodeando interna y externamente por un velo de materia orgánica, que puede ocultar los caracteres distintivos del frústulo.

Luego de la muerte, la célula y materia orgánica protectora de las diatomeas se descomponen, mientras que el frústulo puede persistir en suelos y sedimentos. Las diatomeas más antiguas han sido asignadas al Jurásico (Benton y Harper, 2009). Estos registros tempranos están compuestos por formas céntricas marinas y pequeñas que habrían comenzado a colonizar los océanos (Harwood y Nikolaev, 1995). Mientras que las diatomeas céntricas y pennadas continentales, no se registran sino hasta el Cretácico tardío (Beraldi-Campesi, 2014; Beraldi-Campesi *et al.*, 2015).

Debido su abundancia en sedimentos y sensibilidad a cambios ambientales, las diatomeas han sido utilizadas como bioindicadores para reconstruir condiciones ambientales del pasado (Battarbee *et al.*, 2001). Estas reconstrucciones se han focalizado tanto en ambientes continentales como marinos, donde permitieron inferir variables ambientales relacionadas con el clima de forma directa (temperatura del agua y aire) e indirecta (salinidad, pH y abundancia de nutrientes) (Hassan *et al.*, 2011). Mientras que, en las últimas décadas han comenzado a utilizarse para identificar el grado de perturbación antrópica en la hidroecología y dinámica natural de tiempos históricos o sucesos recientes (Barron, 1980).

El estudio de las diatomeas fósiles en Argentina comenzó con la histórica publicación de Ehrenberg (1854), quien confeccionó listados de diatomeas presentes en el material recolectado por Darwin en Islas Malvinas durante 1825 y Tierra del Fuego en 1832. Posteriormente, se publicaron extensos registros florísticos de algas recolectadas también por naturalistas extranjeros como Schmidt (1874-1959), Van Heurck (1880-85), De Toni (1894-1894) y Tempère y Peragallo (1915). Dichos registros fueron traducidos y recopilados por Frenguelli (1925), quien a lo largo de su carrera publicó 50 trabajos relacionados a diatomeas recolectadas en distintas partes del territorio argentino, centrándose en el registro fósil de la llanura pampeana (Vouilloud, 2003). Por su parte, Seckt (1924) describió los ambientes lénticos del Delta del Paraná y dio inicio a los estudios limnológicos en nuestro país, abordando por primera vez a las diatomeas con un enfoque ecológico. En las décadas de 1950 y 1960 se destacaron los estudios en el ambiente marino, con los aportes de P. Müller Melchers y de E. Balech en temas taxonómicos y oceanográficos (Ferrario, 1988). A partir de la década de 1980 se multiplicó el número de publicaciones relacionadas a diatomeas, asociado al establecimiento de grupos de trabajo especializados y nuevas tecnologías como el MEB (Microscopio electrónico de barrido) (Vouilloud, 2003). En esta última etapa, los estudios se han centrado en diatomeas continentales actuales, tendencia que continuó acentuándose en la década siguiente.

Los cuerpos de agua del sudeste bonaerense fueron los primeros en ser objetivo de estudios centrados en las comunidades bentónicas y perifíticas en Argentina (Vouilloud, 2003). Y en las últimas décadas se han realizado relevamientos florísticos en los cuerpos de agua someros y temporarios de esta área (Stutz *et al.*, 2010; Hassan, 2013). A su vez, el sudeste bonaerense junto con la región andina de la Patagonia son actualmente las principales áreas de estudio de diatomeas fósiles como indicadores paleoambientales (Hassan *et al.*, 2011; Espinosa e Isla, 2015).

### **1.3.3 Quistes de crisofitas**

Las crisofitas (Chrysophyceae y Synurophyceae) son algas microscópicas unicelulares agrupadas por su pigmentación dorada, definida por la presencia de clorofila a y b, xantofila y fucoxantina (Withers *et al.*, 1981). Se conocen más de 1000 especies, muchas de las cuales son cosmopolitas, cuya distribución biogeográfica es controlada principalmente por las variables ambientales: pH, fósforo y materia orgánica disuelta (Duff *et al.*, 1995; Kristiansen, 2005). La mayor diversidad de crisofitas se encuentra en agua dulce, donde componen parte del

fitoplancton, y en menor medida están presentes con modo de vida béntico. Sin embargo, en cuerpos de agua clara suelen estar casi ausentes (Kristiansen, 2009). Pueden ser autótrofas o heterótrofas, dado que pueden alimentarse capturando partículas como bacterias y otros protistas, o mediante la absorción de moléculas orgánicas complejas (osmotrofia) (Nicholls y Wujek, 2015). Se caracterizan por presentar una marcada estacionalidad, con períodos de florecimiento o *blooms* que pueden causar problemas de gusto y olor en reservorios de agua, así como también en productos comestibles procesados a partir de ella (Kristiansen, 1988; Nicholls, 1995). Son generalmente flageladas y de organización individual, aunque también pueden encontrarse formando colonias globulares o ramificadas (Kristiansen, 2009). Algunas especies heterótrofas pueden usar el flagelo y los pseudópodos para generar corrientes y capturar partículas (Bird y Kalff, 1987). Las células pueden aparecer envueltas en un capuchón (lórica) o rodeadas por un armazón de escamas de sílice y estructuras únicas de cada especie.

Las crisofitas forman quistes de sílice amorfa como estructuras de resistencia, característica que las agrupa (Nicholls y Wujek, 2015). Los quistes tienen forma globular a ovalada, y su superficie puede ser lisa o tener espinas y otras ornamentaciones distintivas, identificables a nivel especie. Estos a su vez están provistos de un poro que permite emerger células de reproducción, aunque puede aparecer bloqueado mediante un tapón no silíceo. El poro puede estar rodeado de un collar que se proyecta con morfologías distintivas de cada especie (Kristiansen, 2009). Si bien las ornamentaciones como el collar y las espinas tienen alto valor taxonómico, se ha registrado que pueden presentar variaciones en clones de la misma población expuestas a diferentes temperaturas (Sandgren, 1983).

Debido a la recurrencia de quistes en sedimentos y el restringido espectro de hábitat de las crisofitas, han sido utilizados como indicadores de estado tróficos de paleolagunas (Smol, 1980). Sin embargo, su uso se encuentra limitado por el escaso conocimiento de la afinidad biológica de quistes extintos (Kristiansen, 2009).

La primera descripción de un alga crisofita fue realizada por Muller (1786). Posteriormente con el advenimiento del microscopio óptico se llegaron a describir los primeros géneros (Ehrenberg, 1838). Aunque la clase Chrysophyceae fue definida posteriormente por Pascher (1914), quien agrupó a las crisofitas en base a la presencia de quistes de sílice amorfa, quitando énfasis en la importancia taxonómica del flagelo. En la década de 1990 el estudio de las crisofitas tomó una nueva perspectiva, luego de que el International Statospore Working Group

(ISWG) definiera un sistema de identificación de quistes numérico (Cronberg y Sandgren, 1986). Por convención, el sistema numérico se ha utilizado para llevar un registro de los morfotipos de quistes publicados, debido a que rara vez se encuentran junto a la célula vegetal que los produjo (Nicholls y Wujek, 2015).

El estudio de crisofitas fósiles en Argentina está circunscripto en su mayoría a la obra de J. Frenguelli, quien describió quistes del ambiente continental en sedimentos del sudeste bonaerense. En su labor, caracterizó quistes generalmente sin afinidad biológica actual y definió su taxonomía (Orlando, 1966). El estudio de crisofitas se reanudó con los trabajos de Bertoldi de Pomar (1973) en lagunas de Santa Fe, quien utilizó la nomenclatura propuesta por Frenguelli anteriormente, aun reconociendo sus falencias. Posteriormente, Vigna (1995) incorpora por primera vez el sistema numérico del ISWG en Argentina para describir quistes recuperados de sedimentos del Lago Nahuel-Huapi, Río Negro. Recientemente, Bonomo *et al.* (2009) utilizaron quistes de crisofitas para la reconstrucción paleoambiental del sitio arqueológico Nutria Mansa 1.

#### **1.3.4 Espículas de poríferos**

Los poríferos o esponjas son un *phylum* sésil que abarca alrededor de 15 000 especies. Son principalmente marinos, aunque en el Mesozoico colonizaron el agua dulce continental, y desde entonces han ocupado una gran variedad de hábitats en todas las latitudes (Manconi y Pronzato, 2007). Pueden encontrarse tanto en ambientes lóticos como lénticos, y tolerar condiciones físico-químicas extremas (Manconi y Pronzato, 2002).

Los poríferos poseen pequeños poros de 10 a 100  $\mu\text{m}$  a través de los cuales inhalan agua, que luego de atravesar canales conectados es direccionada a la cámara principal, y finalmente expulsada por el ósculo. Las corrientes de agua dentro del cuerpo de la esponja son unidireccionales y se mantienen activas por acción de una sola capa de células flageladas que recubre la cámara, los coanocitos. A partir del paso de agua por la cámara, los poríferos capturan oxígeno y partículas para su alimentación.

Los poríferos poseen formas y dimensiones variadas, desde costras de milímetros de espesor a formas globosas, erectas o ramificadas masivas. En condiciones ambientales desfavorables, algunas especies, forman carpetas de pequeñas esférulas o cuerpos de resistencia conocidos como “gémulas”. Se han encontrado fijadas a distintos tipos de sustratos firmes: rocas, troncos,

valvas de bivalvos y gasterópodos, raíces, ramas, plantas acuáticas y sustratos antrópicos como vidrio, concreto, plástico y metal (Manconi y Pronzato, 2002). Las esponjas de agua dulce (Demospongiae) poseen un esqueleto compuesto por espículas de sílice amorfa y una cantidad variable de esponjina. Las espículas son elementos con valor taxonómico, dado que megaescleras y microescleras pueden presentar distintos tamaños y geometrías. En particular, las gemoescleras que componen las estructuras de resistencia son las de mayor valor taxonómico, por ser distintivas de cada especie (Manconi y Pronzato, 2002). La necesidad de corrientes y sustratos de fijación para su desarrollo, las convierten en un buen indicador para diferenciar paleoambientes lóticos de lénticos (Kuerten *et al.*, 2013).

Las esponjas fueron descritas con rigor científico por primera vez por Aristóteles en el siglo IV a.C., quien diferenció tres especies en la fauna del Mediterráneo, y habría sido el primero en sugerir que pertenecían al reino animal (Johnston, 1842). Hecho que no fue confirmado sino hasta las descripciones de Ellis (1755). Posteriormente entre la segunda mitad del siglo XIX y principios del siglo XX, se comenzaron a definir las bases taxonómicas del *phylum* con numerosas contribuciones que definieron más de 7000 de las especies aún vigentes (Hooper y van Soest, 2002).

En Argentina, las esponjas aparecen en el registro geológico desde el Cámbrico inferior de la precordillera (Beresi, 2007). Su estudio se ha enfocado principalmente en especies de agua dulce actuales y su distribución en el territorio, tema que ha sido sintetizado por Ezcurra de Drago (1993). Mientras que su utilización como bioindicadores en reconstrucciones paleoambientales dentro del país es muy acotada y comenzó a partir de la década del 2000 (Volkmer-Ribeiro *et al.*, 2007).

#### **1.4 Biomineralizaciones de sílice amorfa en el ciclo biogeoquímico del Silicio**

Dentro del sistema global, la materia está en constante movimiento entre la biósfera, hidrósfera, atmósfera y geósfera. Para el estudio de las rutas de materia entre estos subsistemas y de los factores que afectan a sus balances, se han delimitado los ciclos biogeoquímicos de los elementos de mayor abundancia en la superficie terrestre e importancia para la vida. A pesar de ser estudiados por separado, los ciclos biogeoquímicos interactúan y evolucionan conjuntamente (Schlesinger, 1997).

Particularmente, el ciclo biogeoquímico del Si es de gran importancia para el equilibrio de los ecosistemas en el planeta, dado que el Si es el segundo elemento más abundante de la corteza terrestre y un nutriente esencial para organismos productores primarios como diatomeas y gramíneas (Struyf *et al.*, 2009).

Durante la meteorización de los silicatos, parte de la estructura cristalina se disuelve liberando ácido monosilícico, que luego es transportado por el sistema fluvial hasta los océanos (Struyf *et al.*, 2009). Esta reacción consume CO<sub>2</sub>, y cumple un rol importante en su entrapamiento en escalas de tiempo geológicas, influyendo directamente sobre el clima global (Kempe, 1979). La tasa de meteorización de silicatos es a su vez influenciada por la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico, por lo que ha sido variable durante la evolución de la biósfera. Actualmente, la meteorización química de silicatos es responsable del entrapamiento de 1,1 Gt de CO<sub>2</sub>/año (Ciais *et al.*, 2013).

La mayoría de los estudios sobre el ciclo biogeoquímico del Si se han enfocado en el ambiente marino, debido a la importancia de la llamada “bomba de silicio biológica”. Un mecanismo de entrapamiento de CO<sub>2</sub> que se produce en los océanos, donde las diatomeas utilizan Si disuelto para formar sus frústulos, que finalmente sedimentan al fondo oceánico (Pichevin *et al.*, 2014). Por ello, el equilibrio entre diatomeas y cocolitofóridos en el fitoplancton es fundamental en el ciclo. Si bien ambos secuestran CO<sub>2</sub>, los cocolitofóridos se caracterizan por poseer una valva de carbonato de calcio, cuya formación genera CO<sub>2</sub>, contrarrestando el entrapamiento (Struyf *et al.*, 2009). Así, una mayor dominancia de cocolitofóridos reduce la fijación de CO<sub>2</sub> en el fondo oceánico.

Sin embargo, en las últimas décadas ha habido un creciente interés en estudiar el ciclo del Si en ecosistemas terrestres (Clymans *et al.*, 2011), debido a la importancia de la disponibilidad de sílice disuelta para la evolución y dinámica de suelos, ambientes lénticos y lóticos (Borrelli *et al.*, 2012). En estos ambientes, los silicatos minerales comprenden el mayor reservorio de Si, aunque, por su baja solubilidad no constituyen la mayor fuente de sílice disuelta en magnitudes de tiempo biológico (Conley, 1997). Mientras que la sílice amorfa posee una solubilidad que puede ser hasta dos órdenes de magnitud mayor a la de los silicatos minerales, incluso a temperatura ambiente (Bartoli y Wilding, 1980). Esto se debe a que la solubilidad aumenta entre los polimorfos de la sílice a medida que disminuye la densidad de empaquetamiento. Por lo que las formas más ordenadas (cuarzo) son menos solubles, y las amorfas (ópalo) más solubles (Ehrlich *et al.*, 2010). En particular, la sílice amorfa biogénica es

aún más soluble, y sería la mayor responsable de la disponibilidad de ácido monosilícico en suelos (Borrelli y Osterrieth, 2006; Fraysse *et al.*, 2009; Borrelli *et al.*, 2012). A su vez, la disolución de la sílice se ve favorecida en condiciones alcalinas ( $\text{pH} \geq 9$ ) según:



En suelos, la disolución de la sílice puede aumentar ante la presencia de moléculas orgánicas, siendo mayor en la zona de raíces. Aunque también puede ser retrasada por la absorción de agentes protectores como el carbono orgánico, o iones metálicos como  $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Ag}^{+2}$ ,  $\text{Cu}^{+2}$  y  $\text{Pb}^{+2}$ , siendo el  $\text{Al}^{+3}$  el más efectivo (Lazo *et al.*, 2017).

Las biomineralizaciones de sílice amorfa representan un importante reservorio de Si, pudiendo ser un componente importante de la fracción mineral de suelos (Clarke, 2003; Borrelli *et al.*, 2008, 2010). Especialmente los silicofitolitos, que pueden conformar hasta el 40 % de la fracción mineral de suelos en áreas de pastizales (Osterrieth *et al.*, 2015). Al disolverse, el ácido monosilícico se incorpora al sistema fluvial, reponiendo finalmente en los océanos el Si perdido en las profundidades debido a la sedimentación de frústulos de diatomeas (Laruelle *et al.*, 2009). Así mismo, en aguas continentales superficiales las diatomeas son un componente principal del fitoplancton. Estas construyen sus frústulos captando sílice disuelta del ambiente, produciendo una fuerte variación estacional en su concentración (Miretzky *et al.*, 2002). Mientras que, en aguas subterráneas las concentraciones de sílice disuelta estarían determinadas por las características del agua y la mineralogía del sedimento que compone el acuífero (Martínez y Osterrieth, 1999, 2013).

### **1.5 Reconstrucciones paleoambientales**

Los ambientes de nuestro planeta son sistemas dinámicos, capaces de cambiar a distintas velocidades y escalas. Procesos como los Ciclos de Milankovich, la Tectónica de Placas y sus fenómenos endógenos asociados, y los recíprocos cambios de composición entre la atmósfera, hidrósfera, biósfera y pedósfera, mantienen en permanente cambio a los ecosistemas. Ante dichos cambios, las comunidades y poblaciones de especies se enfrentan con distintos grados de éxito (Melendi *et al.*, 2006).

El conocimiento de la vida en el pasado resulta imprescindible para explicar la biodiversidad actual, sus posibles estados futuros y los efectos del Cambio Climático Global. Es por ello que las reconstrucciones paleoambientales han cobrado un mayor interés en la comunidad científica mundial en las últimas décadas (Osterrieth *et al.*, 2016). Parte de las reconstrucciones paleoambientales son basadas en bioindicadores o *proxys*, restos de organismos o de su actividad que aportan información paleoambiental del sedimento o paleosuelo en el que se formaron y preservaron. Dado que, la evolución de la vida y del ambiente no vivo se condiciona mutuamente, constituyendo un proceso único e indivisible de coevolución (Lovelock, 1993). Estas reconstrucciones se sustentan en el *Principio del Uniformismo Taxonómico* (Dodd y Stanton, 1990): “La ecología de los organismos del presente es la clave para interpretar la ecología de los organismos del pasado”. La premisa general sintetizada es que los requerimientos ambientales de los organismos preservados se han mantenido constantes y son similares a los de sus representantes actuales más cercanos (Hassan, 2010). Por lo que la información ambiental obtenida de hábitats actuales ocupados por esos organismos, puede ser usada como un análogo actual y extrapolada al registro geológico. Así mismo, la comprensión de los patrones de depositación en distintos ecosistemas actuales y de los procesos tafonómicos que afectan a los bioindicadores y producen sesgos, es también necesaria para alcanzar interpretaciones paleoambientales ajustadas (Osterrieth *et al.*, 2009; Strömberg *et al.*, 2018).

Las reconstrucciones paleoambientales basadas en ambientes análogos actuales presentan limitaciones, dado que requieren una base de conocimiento de la ecología y biología de las especies involucradas que no ha sido alcanzada en muchos países. Debido a este limitado conocimiento sobre la distribución actual y las implicancias ecológicas, las interpretaciones paleoclimáticas y paleoambientales alcanzadas pueden ser irreales (Iriando *et al.*, 2009). Por ello, es importante que las reconstrucciones paleoambientales posean como contraparte un avance del conocimiento de la distribución actual de las especies y su ecología.

## **1.6 Importancia paleoambiental de los microfósiles de sílice amorfa**

Luego de la muerte y descomposición de las partes blandas del organismo, las biomineralizaciones de sílice amorfa pueden disolverse y contribuir al reservorio de ácido monosilícico del suelo, o preservarse e incorporarse al registro fósil (Bartoli, 1985). Dado que se conservan sin cambios composicionales, y que para su estudio es necesario aplicar una

particular metodología de muestreo, preparación y observación en microscopio; son agrupados en el término microfósiles (Lipps, 1981).

Los microfósiles depositados pueden sufrir procesos tafonómicos como fragmentación y disolución de manera diferencial, reduciendo la información extraíble y generando sesgos en la composición de los ensambles (Jiang *et al.*, 2001). Por lo cual, el estudio de esos procesos tafonómicos permite valorizar la calidad de los registros, y aporta información complementaria para inferir características del ambiente de depositación y su dinámica (Meriläinen, 1971).

La presencia de microfósiles tiene gran relevancia para un registro, especialmente cuando se trata de silicofitolitos, diatomeas y quistes de crisofitas, dado que son formados por especies que cumplen un rol de producción primaria en los ecosistemas. Su presencia y abundancia en el registro constituye un elemento importante para comprender la disponibilidad y estabilidad de los recursos tróficos, y consecuentemente la evolución de la biodiversidad. En base su registro es posible inferir períodos de florecimiento de vida asociados a condiciones climáticas favorables, riqueza y variedad de hábitats y nichos ecológicos; y períodos de merma o extinciones de fondo (eventos de pequeña magnitud con desaparición de especies relacionados a procesos de competencia y adaptación) (Jablonski 1986, 1996; Gould 1999; Eldredge 2001).

## **Motivaciones**

Actualmente, la alteración del equilibrio dinámico natural de los ecosistemas a causa de la actividad antrópica está generando grandes cambios en los ambientes, reduciendo la disponibilidad de hábitats y la biodiversidad, impactando directamente en la calidad de vida humana (Melendi *et al.*, 2006). La merma en la biodiversidad actual y sus alarmantes proyecciones para el futuro cercano es tal que ha sido catalogada como la sexta gran extinción (Eldredge, 2001; Leakey y Lewin, 1997).

*...La vida a través de su biodiversidad, asegura su existencia y el mantenimiento de las condiciones ambientales tal como las conocemos. De esta forma podemos decir que la biodiversidad, a través de sus funciones ambientales, tiene una importancia crítica para asegurar nuestra supervivencia...*

Melendi *et al.*, 2006

Si bien el registro geológico del sudeste bonaerense ha sido objeto de reconstrucciones paleoambientales basadas en biomineralizaciones de sílice amorfa, la mayoría se ha centrado en el Holoceno. Mientras que la evolución paleoambiental previa ha sido inferida a través de fósiles de fauna extinta. Estas interpretaciones han sido discutidas por la dificultad para establecer límites temporales y espaciales para poblaciones de una especie extinta, y sustentar su correspondencia con un ambiente particular (Prieto, 1996; Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006).

Por ello, y en virtud del continuo registro de biomineralizaciones en los antecedentes del Cenozoico tardío del sudeste bonaerense, y de las limitaciones de la perspectiva sedimentológica ante la homogeneidad litológica y la magnitud de los procesos postdeposicionales; surge la necesidad de contribuir al conocimiento de la evolución paleoambiental de esta área mediante el análisis del registro de microfósiles de sílice amorfa. Considerando también, la importancia de calibrar los bioindicadores mediante el estudio de ambientes análogos actuales para alcanzar interpretaciones confiables.

El enfoque *multiproxy* integrando de forma detallada los bioindicadores mencionados representa una metodología innovadora, que aún no ha sido usada en nuestro país, por lo que se plantean las siguientes hipótesis:

### **Hipótesis de trabajo**

- Los ensambles de biomineralizaciones de sílice amorfa en suelos y sedimentos de ambientes actuales reflejan la presencia de comunidades productoras y su abundancia relativa.
- La comparación de ensambles de biomineralizaciones de ambientes actuales con los preservados a lo largo del Cenozoico tardío en las secuencias pedosedimentarias, contribuye a reconstruir la sucesión de paleoambientes.
- Los silicofitolitos contribuyen a la comprensión de la evolución paleoambiental de las paleopraderas del sudeste bonaerense durante el Cenozoico tardío.

- Las diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de esponjas contribuyen a la identificación de paleohumedales del Cenozoico tardío del sudeste bonaerense y sus condiciones paleoambientales.
- La preservación y persistencia de las biomineralizaciones de sílice amorfa en suelos y sedimentos depende de las condiciones intrínsecas de las especies productoras, de las características de los suelos y sedimentos en los cuales se desarrollan y depositan, y de los procesos tafonómicos que las afectan.
- Las biomineralizaciones de sílice amorfa son un factor de importancia en el ciclo biogeoquímico del Si continental local.

### **Objetivo general**

Describir los contenidos, tipos y estados de las biomineralizaciones de sílice amorfa de las secuencias pedosedimentarias del Cenozoico tardío del sudeste bonaerense. Así como también analizar y valorar su impacto en el ciclo biogeoquímico del Si continental local, su relevancia paleoambiental y realizar una interpretación de la evolución paleoambiental basada en estos bioindicadores.

### **Objetivos particulares**

1. Seleccionar ambientes análogos actuales en el sudeste bonaerense con el menor impacto antrópico posible.
2. Relevar y seleccionar perfiles tipo de las secuencias pedosedimentarias en las barrancas costeras del sudeste bonaerense, en base a estudios geológicos, geomorfológicos, sedimentarios y pedostratigráficos existentes.
3. Realizar la caracterización morfológica, textural y físico-química de los suelos y sedimentos.
4. Realizar la caracterización cualitativa de la mineralogía en la fracción arcilla de los suelos y sedimentos seleccionados.

5. Determinar los contenidos de silicofitolitos, diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de poríferos, en relación al peso total de la fracción mineral de los suelos y sedimentos seleccionados.
6. Caracterizar los principales morfotipos de silicofitolitos, y su estado tafonómico en los suelos y sedimentos seleccionados.
7. Determinar la composición y diversidad de los ensamblajes de diatomeas, y analizar el estado tafonómico de las valvas en suelos y sedimentos seleccionados.
8. Determinar la composición y diversidad de los ensamblajes de quistes de crisofitas, y analizar el estado tafonómico en suelos y sedimentos seleccionados.
9. Realizar un análisis del contenido de espículas de esponjas de sílice, y su estado tafonómico en suelos y sedimentos seleccionados.
10. Comparar los ensamblajes de microfósiles de los perfiles tipo con los ensamblajes de biomineralizaciones de ambientes actuales.
11. Analizar la transferencia y procesos tafonómicos que afectan la preservación y estado de las biomineralizaciones de sílice amorfa presentes en los suelos y sedimentos seleccionados.
12. Determinar los contenidos de sílice amorfa/silicio en la solución de los suelos y sedimentos y sus características biogeoquímicas en las matrices.

# CAPÍTULO II

## CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 2.1 Ubicación

El presente trabajo se llevó a cabo en el sudeste bonaerense, donde se estudió la composición de los ensambles de biomineralizaciones de sílice amorfa en ambientes actuales y en el registro geológico continental del Cenozoico tardío (Figura 2.1). Los sitios de muestreo de ambientes actuales se encuentran distribuidos en el partido de General Pueyrredon y límite con General Alvarado. Mientras que los perfiles de estudio del Cenozoico superior están ubicados en las barrancas costeras al sur de Mar del Plata. Debido a que la mayor parte del área está cubierta por suelos de buen desarrollo, estos depósitos solo pueden ser estudiados en los tramos expuestos por erosión fluvial, o en las barrancas costeras, las cuales alcanzan la altura máxima de 35 m entre las ciudades de Mar del Plata y Miramar. Las barrancas constituyen un rasgo distintivo del paisaje local y una sección de interés para el estudio del Cenozoico superior en Sudamérica (Zárate, 2005) y de su evolución faunística (Cione *et al.*, 2015).

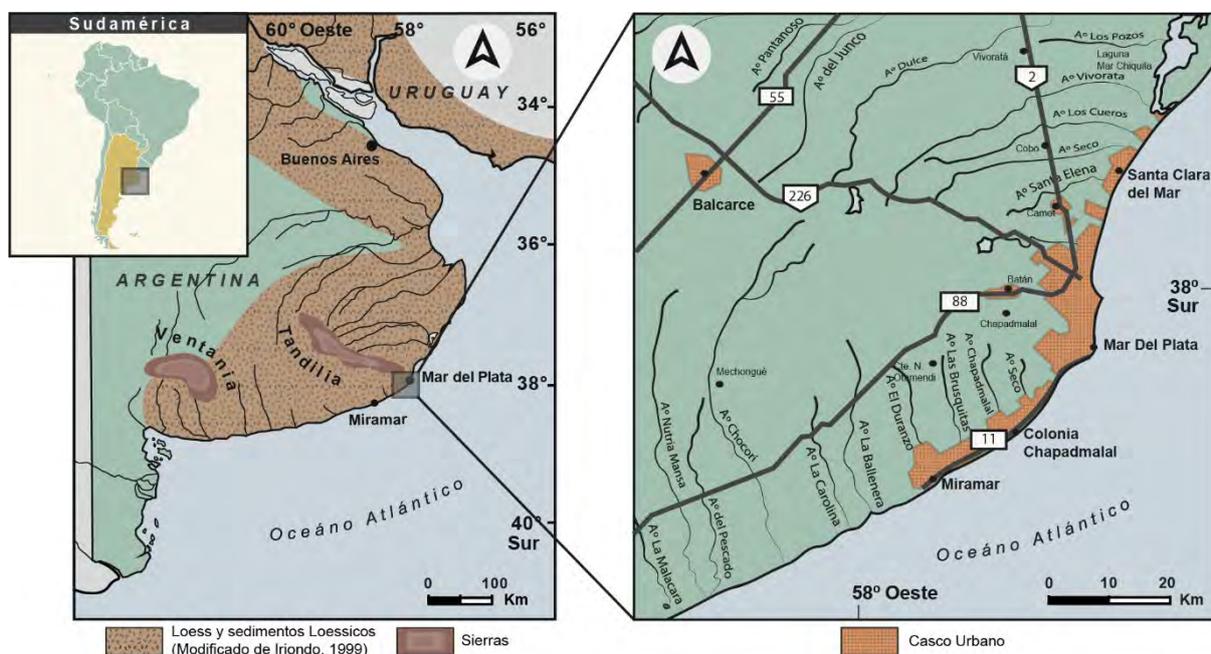


Figura 2.1. Mapa de ubicación del área de estudio.

## **2.2 Geología general**

El área de estudio está comprendida en el extremo sureste del Sistema Tandilia. El perfil completo de esta provincia geológica está constituido por un basamento cristalino integrado por Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975a), Fm. El Cortijo (Teruggi et al., 1988) (Paleoproterozoico) y Metapelita Punta Mogotes (Marchese y DiPaola, 1975b) (Neoproterozoico). En no-concordancia apoya la cobertura sedimentaria precámbrica formada por el Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979) (aprox. 167 metros de potencia) y la Fm. Cerro Negro (Iñiguez Rodríguez y Zalba, 1974) (aprox. 100 metros de potencia). Completan el perfil la Fm. Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979) y la secuencia de sedimentos eólicos y fluvio-eólicos del Cenozoico suprayacente a los depósitos del mar Paranaense del Mioceno medio (Folguera y Zárate, 2011).

En el área de estudio el perfil geológico conocido se encuentra compuesto por:

### **2.2.1 Metapelita Punta Mogotes (Marchese y DiPaola, 1975b)**

Constituye el basamento cristalino conocido. Su litología se compone de pelitas pizarreñas, rojizas, verdosas y grises, con venillas de cuarzo. Dataciones K-Ar han sugerido una edad aproximada de metamorfismo de 600 Ma (Bonhomme y Cingolani, 1980), correlacionable con la principal fase tectonometamórfica del Ciclo Orogénico Brasileño (De Almeida *et al.*, 1972). Su único registro corresponde al sondeo ubicado en Punta Mogotes (DNGM No. 1) luego de atravesar 400 metros de la Fm. Balcarce (Tapia, 1937; Borrello, 1962).

### **2.2.2 Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979)**

Compuesta por areniscas cuarzosas intercaladas con conglomerados finos y pelitas ricas en caolinita. Presenta estructuras de laminación y estratificación entrecruzada. Esta formación contiene numerosos icnofósiles, la mayoría de los cuales corresponden a la actividad de trilobites y anélidos. Es interpretada como una planicie marina somera con influencia mareal y de eventos de tormenta del Cámbrico-Ordovícico temprano (Poiré *et al.*, 2003). En el área de estudio aparece apoyando sobre la Metapelita Punta Mogotes, aunque en el sector central de Tandilia yace sobre una superficie de paleometeorización del basamento cristalino, o sobre el Grupo Sierras Bayas (Spalletti y del Valle, 1984).

### **2.2.3 Areniscas pliocenas (Frenguelli y Outes, 1924)**

Yacen en discordancia erosiva sobre la Fm. Balcarce. Su único registro proviene de una perforación cercana a la desembocadura del arroyo El Durazno, donde presentaron una potencia de 170 m (Frenguelli y Outes, 1924). Este ciclo de sedimentación continental silicoclástico se inició en el Mioceno tardío (circa 12-11 Ma) con posterioridad al retiro generalizado del mar Paranaense (Zárate, 2005).

### **2.2.4 Secuencias pedosedimentarias del Cenozoico tardío**

Apoyan sobre las areniscas pliocenas, alcanzando la potencia de 96 m (perforación A° Durazno, Frenguelli y Outes, 1924), o aparecen directamente en discordancia sobre la Fm. Balcarce (Beilinson, 2011). Componen un extenso manto rocoso que cubre más de 1 000 000 km<sup>2</sup> del área comprendida entre los 23° S y 38° S (Zárate, 2003; Iriondo, 1999). A su vez, constituyen el acuífero Pampeano, una de las principales fuentes de agua dulce para las áreas rurales y urbanas de la provincia de Buenos Aires (Auge *et al.*, 2002), y son el material parental de los suelos de gran fertilidad que cubren a la Llanura Pampeana (Benvenuto y Osterrieth, 2015).

La litología de las secuencias se compone de loess y limolitas loessoides de colores castaños y aspecto homogéneo (Frenguelli, 1955). Si bien han sido interpretadas por mucho tiempo como depósitos aéreos, el loess de origen estrictamente eólico o “loess primario” es un componente menor respecto a las limolitas loessoides o “loess secundario” formado por retrabajo fluvio-eólico (Kraglievich, 1952, 1953). En las secuencias, intercalan secciones de ceniza volcánica de hasta 0,5 m de potencia, provenientes de la actividad del Arco Volcánico Andino (Isla *et al.*, 2015). Las secciones que conforman a las secuencias presentan distintos grados de pedogenización y signos de bioturbación. Las paleocuevas son comunes y pueden ser una característica conspicua en algunas secciones, así como también los túbulos construidos por invertebrados (Vizcaíno *et al.*, 2001). A estos rasgos postdepositacionales se le suman otros vinculados a la alta actividad hídrica en los sedimentos. Dado que las fluctuaciones de nivel freático han generado nódulos y moteados de Fe-Mn en los agregados, así como también, sendos depósitos de carbonato de calcio con distintas morfologías conocidos localmente como “toscas” (Teruggi, 1957). Estos depósitos de carbonato están formados por cristales de micrita menores a 4 μm y pueden presentar diferentes orígenes, ya sea asociados a los procesos de redistribución y concentración durante la formación de suelos, o produciéndose luego del

enterramiento mediante el aporte de aguas meteóricas cargadas de CO<sub>2</sub> atmosférico, y/o proveniente de la disolución de sedimentos carbonatados (Pazos, 1990; Figini *et al.*, 1999; Fucks *et al.*, 2007).

La composición mineralógica del loess y limolitas loessoides es homogénea y está principalmente integrada por minerales livianos (94 a 100 %), particularmente plagioclasas, cuarzo, feldespatos alterados y vidrios volcánicos (Teruggi *et al.*, 1957; Osterrieth *et al.*, 2009). El contenido de minerales pesados es bajo, aunque aumenta significativamente hacia las secciones más modernas (Isla *et al.*, 2015). Mientras que la fracción arcilla está representada principalmente por esmectita, con illita y caolinita subordinadas (Camilión, 1993).

Las secuencias han sido muy estudiadas a lo largo de los años por su excepcional registro paleontológico (Ameghino, 1908; Cione y Tonni, 1995; Cione *et al.*, 2015), y por su complejidad sedimentológica y estratigráfica (Ameghino, 1908; Kraglievich, 1952; Frenguelli, 1957; Teruggi, 1971; Teruggi *et al.*, 1974; Zárate, 1989; Beilinson, 2011). A su vez, se han realizado estudios de magnetoestratigrafía en diferentes perfiles, que brindaron un importante esquema temporal de referencia (Orgeira y Valencio, 1984; Ruocco (1989); Orgeira, 1990; Verzi y Quintana, 2005). A partir del cual se pudieron contextualizar eventos de gran importancia para la historia geológica del área registrados en estos depósitos, entre los cuales se destacan: el impacto de un meteorito hace 3,3 Ma (Schultz *et al.*, 1998), el Gran Intercambio Biótico Americano (GABI) hace 2,8 Ma (Webb, 1985; Woodourne, 2010), las oscilaciones climáticas producidas por los períodos glaciares e interglaciares de la Patagonia a lo largo del Cenozoico (Iriando, 1999), y la extinción de los grandes mamíferos al final del Pleistoceno (Cione *et al.*, 2015).

El desarrollo e implementación de esquemas litoestratigráficos para las secuencias pedosedimentarias ha sido difícil de abordar debido a su uniforme litología y poca preservación de rasgos depositacionales. El primer intento fue realizado por Ameghino (1908), y durante el siglo XIX este tema fue discutido por numerosos autores (Risso Domínguez, 1949; Frenguelli, 1950; Kraglievich, 1952, 1959; Pascual *et al.*, 1965), quienes también propusieron sus esquemas estratigráficos. Sin embargo, ningún esquema permitió el reconocimiento de unidades en diferentes afloramientos, algunos se basaron parcialmente en contenido fósil y, a menudo, las unidades propuestas fueron nombradas como sinónimos. El uso de diferentes esquemas estratigráficos ha sido uno de los principales obstáculos para el estudio y comprensión de la evolución paleoambiental de este registro (Zárate, 2005).

En este marco, el análisis estratigráfico de la sucesión realizado por Teruggi *et al.* (1974) basado en la identificación de paleosuelos, costras calcáreas y superficies de erosión, proporcionó una solución al problema estratigráfico de las secuencias. Ante este antecedente, y la necesidad de un marco de referencia detallado para el estudio de este registro geológico continental y contextualización de hallazgos paleontológicos, Zárate (1989) propone el esquema aloestratigráfico. Previa a su implementación, la tendencia general era seguir el esquema estratigráfico propuesto por Kraglievich (1952, 1959) (Figura 2.2). Sin embargo, Zárate (1989) argumenta que la extensión de los afloramientos para las formaciones propuestas por Kraglievich no cumplía con el requisito de mapeabilidad en escala 1:25.000 recomendado por el Código de Nomenclatura Estratigráfica Argentino (1992).

Por lo anterior, Zárate (1989) define unidades delimitadas sobre la base de las discontinuidades presentes (superficies de erosión, paleosuelos y secciones de depósitos de carbonato de calcio “toscas”), las cuales son reconocibles en una gran extensión lateral y mapeables en escala 1:25.000. Reconociendo las siguientes:

#### **Aloformación Playa San Carlos**

Conformada por limolitas con estratificación entrecruzada y paleosuelos de buen desarrollo intercalados, de los cuales solo se encuentra conservado el horizonte Bt. El espesor de esta capa varía entre 5 y 12 metros. Su base no aflora y su techo está definido por una discordancia erosiva.

#### **Aloformación Playa Los Lobos**

Conformada por limolitas con estratificación irregular o macizas y secciones lentiformes de arcillita de color verdoso intercaladas. Posee paleosuelos donde se distinguen horizontes Bt y E, con alto grado de bioturbación y paleocuevas. También se caracteriza por la presencia de abundantes depósitos de calcretas de diferentes morfologías, como: nódulos, bancos macizos, tabiques, planchones o presente como masas cementantes. En el Alomiembro inferior es común la presencia de escorias y tierras cocidas, mientras que en el miembro superior son poco frecuentes. El espesor de la capa varía entre 3 y 12 metros. Su base es una discontinuidad erosiva, y su techo es una superficie de discontinuidad compleja.

### **Aloformación Punta Martínez de Hoz**

Compuesta por limolitas de aspecto masivo. Los niveles de calcretas son abundantes y se presentan con forma nodular. Los paleosuelos se encuentran superpuestos, representados por horizontes Bt y en ocasiones E. Abundantes nódulos de Fe-Mn y moteados. La capa esta comúnmente afectada por bioturbación, aunque las krotovinas son escasas. Su espesor es de 5 a 25 metros. La base de está representada por un paleosuelo y el techo por una discontinuidad erosiva.

### **Aloformación Punta San Andrés**

Compuesta por conglomerados de calcretas, limolitas con estratificación irregular y areniscas muy finas. Posee paleosuelos, entre los cuales se encuentra un horizonte argílico con evidencias de procesos redoximórficos. Los niveles de calcretas se presentan como costras subhorizontales, nódulos, tabiques y planchones. Su espesor promedio es de 15 metros. Su base está definida por una discontinuidad erosiva y su techo por una superficie no depositacional delimitada por calcretas.

### **Aloformación Arroyo Lobería**

Compuesta por limolitas macizas mantiformes en los interfluvios y por conglomerados de calcretas o areniscas muy finas con estratificación entrecruzada en las zonas de paleocanales. En la sección superior está conformada por diamictitas y limolitas macizas. Los niveles de calcretas son escasos y están representados por tabiques y planchones. Los paleosuelos aparecen enteros o truncados. Su espesor varía entre 10 metros a 2 metros en las zonas interfluviales. Su base está definida por una discontinuidad erosiva y no depositacional, mientras que su techo constituye la topografía actual.

Ameghino (1908)		Frenguelli (1957)		Kraglievich (1959)	Zárate (1989)
		Serie Postpampiano			
Fm. Pampeano	Bonaerense	Serie Pampiano	Bonaerense	Fm. Lobería	Alofm. Arroyo Lobería
	Ensenadense		Ensenadense	Fm. Santa Isabel	Alofm. Punta San Andrés
				Fm. Arroyo Seco	
				Fm. Miramar	
	Fm. Vorohué				
	Fm. Barranca de los Lobos	Alofm. Punta Martínez de Hoz			
Fm. Araucana	Chapadmalense	Chapadmalense	Fm. Chapadmalal	Alofm. Playa Los Lobos	
				Alofm. Playa San Carlos	

**Figura 2.2.** Cuadro comparativo entre los esquemas estratigráficos y aloestratigráfico.

Tomado y modificado de Beilinson (2009).

## 2.3 Geomorfología

### 2.3.1 Geomorfología actual

El área de estudio se encuentra incluida en el Positivo Bonaerense (Yrigoyen, 1975), en el sector sureste del Sistema Tandilia, un conjunto de montañas en bloque compuesto por sierras y cerros bajos, aislados entre sí por sedimentos cuaternarios (Teruggi y Kilmurray, 1975).

En el sector continental se reconocen tres ambientes geomórficos fuertemente influenciados por geoformas relictuales de clima árido (Martínez, 2001):

#### *Sierras*

Constituido por elevaciones con forma de meseta del Sistema Tandilla, integrados por la ortocuarcita de gran resistencia de la Fm. Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979).

Los bloques serranos se encuentran aislados entre sí por amplios valles de sección plana o por la yuxtaposición de sus piedemontes.

### ***Franja eólica periserrana***

Presenta un relieve conformado por lomas de morfologías variadas, con alturas relativas de hasta 30 m. Estas lomas ocupan los valles interserranos y ocasionalmente se encuentran cubriendo las cumbres planas de las sierras. Estas geoformas están constituidas por sedimentos de textura limo arenosa de baja consolidación y resistencia, las cuales a su vez integran las secuencias pedosedimentarias del Cenozoico superior.

### ***Planicie fluvioeólica***

Caracterizada por un relieve de escasa pendiente (0,1 %), paleodunas parabólicas y longitudinales, y dunas de limo asociadas. La presencia de cubetas de deflación formadas por erosión eólica en condiciones de mayor aridez es un rasgo recurrente. Actualmente estas depresiones se encuentran en su mayoría ocupadas por agua.

El sector costero puede dividirse en dos tipos de ambientes geomórficos:

### ***Playas entre puntas y cabos del Sistema Tandilia***

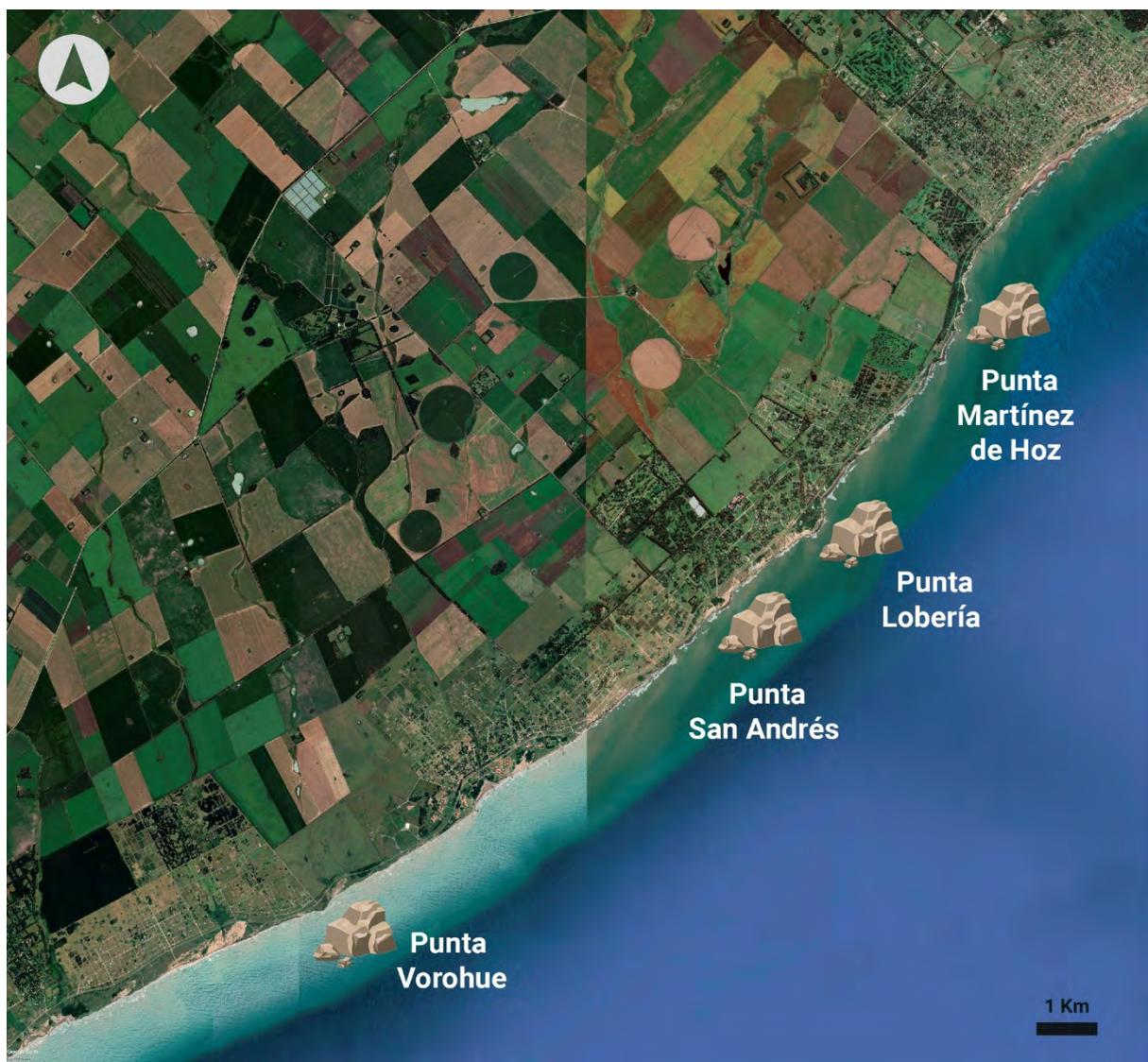
En el sector urbano de Mar del Plata, las playas se desarrollan entre los cabos y puntas donde aflora la Fm. Balcarce, de gran resistencia a la erosión marina. De norte a sur se identifican las salientes: Punta Iglesias, Punta Piedras, Cabo Corrientes, Punta Cantera y Punta Mogotes (Figura 2.3). Las playas allí formadas presentan bahías con línea de costa curva, de restringida extensión y con textura predominantemente arenosa (Bértola, 2006).



**Figura 2.3.** Imagen satelital de toponimias costeras de Mar del Plata. Imagen de Maxar Technologies 2021; Google Earth®.

### ***Playas entre puntas del frente acantilado***

Al sur de Mar del Plata, las playas se desarrollan de forma extensa entre puntas del frente acantilado. De norte a sur se identifican: Punta Martínez de Hoz, Punta Lobería, Punta San Andrés y Punta Vorohue (Figura 2.4). Presentan línea de costa recta, con textura de arena gruesa y grava (Bértola, 2006). Uno de los principales peligros geológicos del área de estudio lo constituyen los constantes desprendimientos del frente acantilado, que retrocede entre 0,22 y 0,79 m/año. Estos eventos de remoción en masa se acentúan con eventos de tormenta, y principalmente durante las Sudestadas (Medina *et al.*, 2016; Pontrelli Albisetti, 2017).



**Figura 2.4.** Imagen satelital de toponimias del frente acantilado al sur de Mar del Plata.  
Imagen de Maxar Technologies 2021; Google Earth®.

### **2.3.2 Paleogeomorfología**

La evolución paleogeomorfológica del sudeste bonaerense, durante el Cenozoico tardío, estuvo mayormente restringida a ambientes sedimentarios continentales. Luego del retiro del mar Paranaense, durante el Mioceno medio, la línea de costa se habría posicionado 200 km al este del área de estudio. En el Pleistoceno tardío el nivel del mar se encontraba 150 a 200 m por debajo del nivel actual. En este momento comenzó un ciclo transgresivo con el avance del mar hacia el oeste, hasta alcanzar la posición actual; el cual se produjo por pulsos que pueden identificarse por las líneas de costa sumergidas en la plataforma continental argentina (Codignotto, 1997). La transgresión causó la erosión de los sedimentos continentales, destruyendo parte del registro, y a su vez elevando el frente acantilado mediante el continuo retroceso por desprendimientos y remoción del material de piedemonte por acción de las olas. Finalmente, la línea de costa habría presentado un evento transgresivo durante el Holoceno que insidió en el tramo de desembocadura de los valles fluviales. El mismo se registra en A° Las Brusquitas, Punta Hermengo y el río Quequén (Espinosa *et al.*, 1984; Isla *et al.*, 1986). El aumento del nivel medio del mar, de hasta 2 m entre los 6000 y 6500 AP, es indicado por la presencia de diatomeas fósiles marinas y bivalvos; y habría sido causado por factores climáticos y de glacioeustacia (Isla, 1989).

Con excepción de esta última influencia marina restringida, la configuración del paisaje en el Cenozoico tardío fue definida mayormente durante períodos áridos, mientras que las redes de drenaje superficial de períodos húmedos se ajustaron a relieves preexistentes (Martínez, 1998). En el área de estudio, se reconocen geoformas relictuales de clima árido, asignadas a dos antigüedades:

#### ***Geoformas de clima árido del Pleistoceno***

Representadas por cubetas de deflación y dunas de limo con dimensiones que varían entre 3,6 y 40 km de longitud, 40 a 380 m de ancho y 0,5 a 3 m de altura. Su dirección promedio es N 45° E, vinculadas a paleovientos del sudoeste (Zárate y Blasi, 1993).

#### ***Geoformas de clima árido del Último Máximo Glacial***

Representadas por dunas parabólicas y longitudinales que imponen a las geoformas preexistentes del Pleistoceno. Su rumbo promedio es de N 82° E, asociadas a paleovientos del oeste. Su forma original se encuentra poco alterada, por lo que constituyen un elemento conspicuo en el paisaje actual.

## **2.4 Hidrología**

### **2.4.1 Hidrología actual**

El sudeste bonaerense posee un balance hídrico positivo, lo que permite el escurrimiento superficial y subterráneo, y a su vez el incremento de la reserva del acuífero Pampeano (Cionchi *et al.*, 1982). Si bien se trata de un acuífero libre, posee algunos sectores con comportamiento semiconfinado (Sala, 1975). Según Martínez *et al.* (2016), la antigüedad del agua subterránea es en ocasiones la suficiente como para no presentar trazadores isotópicos como el tritio ( $^3\text{H}$ ), indicando una recarga principal previa a 1960.

Como resultado de la gran capacidad de recarga del acuífero, el escurrimiento superficial está pobremente desarrollado y circunscripto solo a arroyos de bajo caudal, mayormente estacionales, que desembocan en el Océano Atlántico. Tanto los ambientes lénticos como los lóticos poseen cuencas restringidas, por lo que son altamente susceptibles a las condiciones climáticas, de estacionalidad y a las actividades antrópicas (Fernández Cirelli y Miretzky, 2004). Los humedales son de carácter eutrófico a hipertrófico como consecuencia del origen sedimentario de la región. Esta característica se ha potenciado con el aporte de materia orgánica e inorgánica producida por la actividad antrópica (ganadería y agricultura) (Quirós *et al.*, 2002).

Adicionalmente, las bajas pendientes de la llanura (<0,1 %) y la presencia de geoformas como paleodunas y cuencas de deflación interrumpen el drenaje y favorecen a la formación de lagunas y charcas (Tricart, 1973; Isla, 2002; Quirós, 2004). Se estima que en la provincia de Buenos Aires su número alcanzaría los 146 000 (Dangavs, 2005). Estos pequeños cuerpos lénticos someros son un elemento frecuente en el paisaje, con áreas de entre 0,0001 y 150 km<sup>2</sup>, y profundidades de hasta 4 m (Hassan *et al.*, 2011). Caracterizados por regímenes de conductividad oligohalinos a hiperhalinos, con alta concentración de nutrientes en la columna de agua, sin vegetación ribereña y con comunidades de macrófitas bien desarrolladas (Giorgi *et al.*, 2005).

### **2.4.2 Paleohidrología**

Durante el Cenozoico tardío en el sudeste bonaerense los sistemas fluviales han estado presentes retrabajando los depósitos eólicos y paleosuelos. En los afloramientos de las barrancas costeras se han reconocido paleocanales de potencias menores a los 3 m y con anchos que alcanzan los 90 m en zonas de amalgamación (Beilinson, 2011). La magnitud del

escurrimiento superficial habría estado controlada principalmente por variabilidad climática durante el Cenozoico tardío. Siendo los principales factores de control, las fluctuaciones en la disponibilidad hídrica y los cambios en el nivel de base producidos por movimientos eustáticos asociadas a la sucesión de eventos de glaciales-interglaciales (Beilinson, 2011).

Entre los depósitos se destaca el carácter predominantemente fluvial de la Alofm. Punta San Andrés, cuya arquitectura fluvial ha sido estudiada en detalle por Beilinson (2011), quien interpretó un sistema fluvial de baja sinuosidad que evoluciona a un sistema entrelazado confinado y finalmente no confinado. Mientras que la Alofm. Arroyo Lobería constituye la red de drenaje actual.

Así mismo, los ambientes lénticos han estado presentes durante períodos húmedos del Cenozoico tardío. Registrados en los afloramientos de las barrancas costeras como depósitos lentiformes arcillosos verdosos con rasgos redoximórficos (Zárate, 2005).

## **2.5 Clima**

### **2.5.1 Clima actual**

El área de estudio posee clima mesotérmico y subhúmedo, con poca o nula deficiencia hídrica (Burgos y Vidal, 1951), clasificado como templado oceánico (Bustos *et al.*, 2017) (Figura 2.5). La precipitación anual media es de 934 mm. La temperatura media anual es de 14 °C, las temperaturas medias más bajas son 9 °C en junio y las máximas de 19,5 °C en enero. Los vientos poseen una velocidad media de 16 km/h, predominantemente del N-NO (García y Veneziano, 2014, en base al registro 1971-2010). Eventos de tormenta de gran importancia llamados “sudestadas” se registran con periodicidad anual, con vientos regulares de 35 km/h del SE, precipitaciones constantes y bajas temperaturas (Pontrelli Albisetti, 2017). Este clima se encuentra a su vez influenciado por la presencia de la corriente marina de Malvinas, una ramificación de la corriente circumpolar antártica que transporta aguas frías por la costa atlántica (Iriondo, 1999; Barragán *et al.*, 2003).



**Figura 2.5.** Clima del área de estudio. Elaborado a partir de Bustos *et al.* (2017).

### 2.5.2 Paleoclima

El estudio de los paleoclimas en el sudeste bonaerense está mayormente constituido por interpretaciones desprendidas de reconstrucciones ambientales basadas en bioindicadores. Los estudios con microfósiles se han centrado principalmente al Holoceno, mediante el uso de la perspectiva actualista, y más recientemente con el uso de funciones de transferencia (Hassan, 2010). Mientras que las fluctuaciones climáticas del Pleistoceno y Plioceno han sido inferidas a partir de indicadores geológicos, y estudios morfométricos de fauna fósil y de las asociaciones faunísticas agrupadas en biozonas (Cione *et al.*, 2015).

Un estudio de síntesis de paleoclima abarcando el Cenozoico tardío Sudamericano fue realizado por Jaureguizar y Cladera (2006). En su metodología utilizaron la sucesión de biomas interpretados por diversos autores para la reconstrucción del paleoclima, dado que estos están definidos principalmente por la fisionomía de la cobertura vegetal, y esta a su vez se encuentra

estrechamente ligada al clima. Los biomas fueron reconstruidos en base a fósiles de vegetales y la diversidad trófica en mamíferos. En su reconstrucción regional interpretaron una evolución general desde climas cálidos húmedos sin estacionalidad en el Plioceno hacia fríos secos con estacionalidad en el Pleistoceno tardío. Asimismo, mencionan la expansión y retracción de climas áridos y húmedos producida por la ciclicidad de las glaciaciones durante el Pleistoceno. La presencia de un clima frío y árido a fines del Pleistoceno y comienzos del Holoceno ha sido señalada con anterioridad en base a evidencias paleontológicas (Tonni y Fidalgo, 1978; Prado *et al.*, 1987).

## **2.6 Pedología**

### **2.6.1 Pedología actual**

De acuerdo con INTA la zona de estudio forma parte de la región natural Pampa Interserrana (INTA, 1989). La mayor parte de los suelos de esta región se ha desarrollado a partir de materiales loésicos y limolitas loessoides (Scoppa y Di Giacomo, 1998), y según mediciones radiométricas, posee una edad media de 3500 años (Fidalgo *et al.*, 1991).

El área tiene régimen de temperatura méxico (temperatura media anual del suelo en el rango 8—15 °C y amplitud térmica mayor a los 6 °C entre verano e invierno) (Soil Survey Staff, 2014); y régimen de humedad údico (sección de control seca por menos de 45 días luego del solsticio de verano). El análisis hídrico de la provincia de Buenos Aires indica que, durante el invierno, el volumen de agua almacenada en el suelo es mayor; mientras que en verano, a pesar de ser la época de mayor pluviosidad, se registran deficiencias hídricas vinculadas a un aumento de la evapotranspiración (INTA, 1989).

Los suelos dominantes en el área son Argiudoles típicos de textura franco limosa, que se desarrollan en lomas, pendientes y bajos de las planicies onduladas (Mapa de suelos de la Provincia de Buenos Aires de INTA, 1989). Comúnmente el perfil de suelo se compone por la sucesión de horizontes A1-B1-B2t-B3-C (INTA, 1989). Caracterizados por el desarrollo de un epipedón mólico, un horizonte superficial oscuro de 20—80 cm cuyas propiedades son resultado de la adición de materiales orgánicos derivados de raíces y biomasa de origen vegetal (Osterrieth *et al.*, 1998). Comúnmente la abundancia de materia orgánica supera el 1 %, cuyo complejo de intercambio se encuentra a su vez saturado con más del 50 % de bases, donde dominan calcio, magnesio, sodio y potasio (Scoppa y Di Giacomo, 1998). La formación de

arcillas pedogenéticas fue calculada por Scoppa (1974), quien concluyó que es un fenómeno presente en esta área, especialmente en suelos de material parental fino con buen drenaje. Las arcillas aparecen con recurrencia en forma de cutanes, evidenciando procesos de iluviación.

Dado que los suelos poseen buen drenaje, no presentan problemas de alcalinidad ni salinidad. En la actualidad, coexisten diferentes tipos de uso de suelo y explotaciones: asentamientos urbanos, explotaciones agrícola-ganaderas extensivas e intensivas y reservas naturales. Debido a su fertilidad, son uno de los suelos más cultivados del mundo. Aunque la intensificación del uso agrícola a partir de la década de 1950 ha causado deterioros en el recurso, como la pérdida de fertilidad, disminución del contenido de carbono orgánico y nutrientes, y cambios en la estructura del suelo (Pizarro *et al.*, 1992; Álvarez *et al.*, 2008b). Asimismo, en esta zona se han introducido especies arbóreas en plantaciones de montes, en su mayoría pinos y eucaliptos. Las plantaciones de pinos afectarían negativamente algunas de las propiedades de los suelos que naturalmente albergaban praderas (Montti y Osterrieth, 2002).

Según se consigna en la capa Cartas de Suelos de la República Argentina (1:50000) de INTA (1970) en GeoINTA (infraestructura de datos espaciales de INTA), el área de estudio abarca de sur a norte las cartas 3957-02-3 (Miramar), 3957-02-4 (Colonia Chapadmalal), 3957-02-2 (Mar del Plata), 3757-32-4 (Camet) y 3757-33-1 (Mar Chiquita). Dentro de los suelos presentes predominan los Argiudoles típicos en las series Tandil (Ta) y Mar del Plata (Mp). Mientras que en las series Cobo (Co) y Las Armas (LRs) registradas en el partido de Mar Chiquita, predominan Argiudoles abrupticos y Natrudoles vérticos asociados a zonas de menor drenaje.

### **2.6.2 Paleopedología**

Los paleosuelos son un elemento común en la sucesión sedimentaria del Cenozoico tardío del sudeste bonaerense. Comenzaron a ser objeto particular de estudio a partir del trabajo pionero de Teruggi (1971), quien estableció los criterios para su reconocimiento y estudio. Posteriormente fueron estudiados en numerosas ocasiones debido a su recurrencia, relevancia paleoambiental, e importancia como niveles guía (Osterrieth y Shnack, 1984; Zárate y Fasano, 1984, 1989; Zárate, 1986, 1989; Zárate y Blasi, 1988).

Si bien los análisis micromorfológicos señalan que la pedogénesis fue continua durante la depositación de la sucesión sedimentaria, los paleosuelos *sensu stricto* se formaron en períodos

de no depositación o baja tasa de aporte sedimentario (Kemp y Zárate, 2000; Zárate 2005). Alternan en la secuencia con depósitos de loess y limos loessoides de pulsos sedimentarios con pedogénesis subordinada (Teruggi e Imbellone, 1987; Zárate y Blasi 1988). Esta alternancia es típica de las secuencias pampeanas, así como también de los depósitos de considerados loess de otras partes del mundo.

Los paleosuelos de las secuencias pedosedimentarias aparecen con forma tabular, espesores menores a los 2 metros, y extensiones de hasta varios kilómetros. En las barrancas costeras son fácilmente reconocibles, dado que por su menor resistencia suelen ser las secciones más erosionadas (Kemp y Zárate, 2000). Así mismo, la textura de los paleosuelos es más arcillosa que el resto de los depósitos, poseen estructura prismática, pedotúbulos, barnices de arcilla producto de iluviación, y en ocasiones nódulos y moteados de Fe-Mn (Imbellone y Teruggi, 1993).

Los paleosuelos se conservan truncados, hallándose solo los horizontes B y/o C. Las causas de la ausencia del horizonte A aún se discuten. Imbellone y Teruggi (1993), asignaron la falta de horizontes superficiales a la erosión previa a los pulsos de depositación. Mientras que Kemp y Zárate (2000) proponen una transformación post enterramiento. Argumentando que los horizontes superficiales luego de enterrarse quedarían bajo la iluviación de los nuevos horizontes, enriqueciéndose en arcilla y transformándose finalmente en los horizontes Bt conservados.

La especie mineral dominante en la fracción arcilla es la illita, mientras que la esmectita y caolinita son componentes menores (Camilión, 1993). Esta composición es heredada del material parental, siendo que durante la pedogénesis las especies de arcilla se modifican muy poco (González Bonorino, 1966). La abundancia de illita en los sedimentos es explicada por la porosidad y buen drenaje, que promueven la pérdida de Ca, Na y Mg de plagioclasas y vidrios volcánicos, mientras que la pérdida de K es menor debido a su retención formando illita y montmorillonita (Arens, 1969).

Los rasgos post pedogenéticos son comunes en estos paleosuelos producto de la influencia de la circulación de agua luego del enterramiento (Kemp y Zárate, 2000). Depósitos de carbonato de calcio endurecen parcialmente los depósitos, cementando los agregados, o formando nódulos, láminas y/o rellenando pedotúbulos. Así como también se encuentran concentraciones de óxidos de Fe/Mn en forma de nódulos y moteados, asignados a fluctuaciones del potencial redóx asociados a variaciones del nivel freático (Vepraskas *et al.*, 1994).

## 2.7 Evolución paleoambiental del Sudeste Bonaerense durante el Cenozoico tardío

Los grandes cambios en evolución paleoambiental del sudeste bonaerense durante el Cenozoico tardío se han interpretado principalmente en base al registro faunístico (Cione *et al.*, 2015) e indicadores geológicos (Zárate, 2005; Isla *et al.*, 2015). Si bien las interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas brindadas desde cada disciplina y subdisciplina de estudio aún son discutidas, hay un consenso general en que las secuencias se depositaron durante la influencia cíclica de regímenes de humedad áridos y húmedos con una pedogénesis continua, aunque de variable intensidad (Kemp y Zárate, 2000). Uno de los principales procesos que afectaron al paleoclima y la paleodiversidad del área fue la sucesión de períodos glaciales e interglaciales en la Patagonia (Iriondo, 1999; Rabassa *et al.*, 2005), que habrían generado un impacto directo en el régimen de humedad del sudeste bonaerense y sobre el área de procedencia de los sedimentos. Estos a su vez vinculados a los Ciclos de Milankovich, y cambios en la circulación atmosférica y oceánica (Iriondo, 2009).

Esta ciclicidad climática está registrada por la presencia de paleosuelos, siendo que han sido valorados como indicadores paleoclimáticos en sí mismos en secuencias formadas a partir de loess (Kemp, 2001). Particularmente indicarían períodos cálidos/templados húmedos, diferenciados de los períodos de acumulación eólica bajo condiciones secas y frías (Morrison, 1978). Sin embargo, dado que los paleosuelos responden lentamente a las variaciones climáticas, reflejan condiciones promedio, o con baja resolución (Grosjean *et al.*, 2003). Su resolución sería de varios miles de años, que es lo que tardaría en promedio el desarrollo de un perfil de suelo (Catt, 1990).

Para la síntesis de la evolución paleoambiental integrando indicadores de diferentes disciplinas, se dividió al Cenozoico tardío en intervalos comprendidos por los pulsos sedimentarios separados por discordancias regionales descritos por Zárate (2005). Este ciclo sedimentario continental comienza en el Mioceno con la prefase del tercer movimiento de la Orogenia Andina (Pascual *et al.*, 1965), que tuvo como primera consecuencia la regresión del mar Paranense. Los factores de control de los pulsos aún se discuten entre tectónicos y/o climáticos.

### ***Intervalo Plioceno medio/tardío (4,5/5 a 3,2 Ma)***

Representado en el área de estudio por las Aloformaciones Playa San Carlos y Playa Los Lobos. Registran la fauna del piso/edad Chapadmalense (Pascual *et al.*, 1965), biozona de *Paraglyptodon chapadmalensis* (Cione y Tonni, 1995), la cual fue muy diversa, indicando la coexistencia de una gran variedad de ambientes.

Durante la depositación de la Alofm. Playa San Carlos se registra una fuerte presencia de mamíferos pequeños (*Actenomys*) que produjeron la bioturbación de los depósitos. Estas cuevas se rellenaron con gradación normal hasta colmatar en laminación, favoreciendo su preservación hasta constituir uno de los elementos más distintivos de dicha aloformación. Hacia el final del período las condiciones ambientales habrían favorecido una alta tasa de pedogénesis (Zárate, 1989).

Posteriormente, un período erosivo marca una discordancia sobre la que apoya la Alofm. Playa Los Lobos. El ambiente sedimentario evoluciona desde el predominio de canales fluviales hacia un ambiente eólico con presencia de cursos fluviales con eventos de desborde y formación de suelos. La ondulación de los depósitos ha sido interpretada como paleotopografía (Zárate, 1989). El fin del intervalo está marcado por un evento de impacto  $3,27 \pm 0,08$  Ma (Schultz *et al.*, 1998), por el cual se preservan escorias en paleosuelos, y finalmente un período de erosión.

### ***Intervalo Plioceno tardío – Pleistoceno tardío (3,2 a 0,04/0,03 Ma)***

Representado por las Aloformaciones Punta Martínez de Hoz y Punta San Andrés. Este intervalo temporal registra la fauna de los pisos/edades Marplatense, y Ensenadense (Pascual *et al.*, 1965). A partir de esta última se registra el comienzo continuo de las familias holárticas indicando la influencia del Gran Intercambio Biótico Americano (GIBA) hace 2,8 Ma, luego del fin de la insularidad del continente que había comenzado en el Paleoceno tardío (Tonni *et al.*, 1992; Vizcaíno *et al.*, 2004). El GIBA está relacionado a la evolución tectónica que resultó en la conexión de las Américas mediante el Istmo de Panamá (Cione *et al.*, 2015). Sus efectos más importantes sobre el paleoambiente del sudeste bonaerense ocurrieron al final del

Pleistoceno y comienzos del Holoceno, con el ingreso del hombre y la extinción de los megamamíferos (Cione *et al.*, 2003, 2009).

La depositación de la Alofm. Punta Martínez de Hoz comienza luego de un período erosivo, con estructuras de cursos fluviales que inciden en los depósitos subyacentes y evolucionan a planicies de inundación coetáneos con ambientes eólicos. Este lapso estaría comprendido entre los 3,2 y 2,3 Ma. Los flujos de detritos son característicos de esta etapa, evidenciados por diamictos del sector medio de la sucesión. Sucede a estos ambientes un período de formación de suelos intercalados con planicies de inundación. En este período la energía del agente hídrico disminuye hasta formar ambientes con drenaje deficiente y predominio de pedogénesis. Finalmente, el intervalo culmina con un período húmedo de reactivación de canales fluviales (Zárate, 2005). Sobre estos ambientes se desarrolló la fauna de la Subedad Barrancalobense, biozona *Platygonus scagliai* (Cione y Tonni, 1995), considerada proto-GIBA (Cione *et al.*, 2015) con la llegada de familia Holártica Camelidae (vicuñas y guanacos) y los géneros *Dolichotis* (roedores), y *Lagostomus* (vizcancha).

La depositación de la Alofm. Punta San Andrés comienza luego de un período erosivo. Posteriormente se habrían desarrollado cursos fluviales de diferentes órdenes (Beilinson, 2011), así como también suelos regionales y locales en condiciones de redoximórficas. En estos ambientes se desarrolló la fauna de las Subedades Vorohuense (biozona *Akodon lorenzinii*) (Cione y Tonni, 1995), en la que se destaca la presencia de familias Holárticas como Equidae (Caballos del género *Hippidion*), Canidae (Zorros del género *Dusicyon*) y Mustelidae (Hurones del género *Galictis*). Este ingreso de especies habría generado una presión selectiva extra sobre las especies autóctonas (Marshall *et al.*, 1982). El cambio faunístico producido marca el inicio de la subedad Sanandrense (biozona de *Ctenomys chapalmalensis*), con especies adaptadas a climas fríos y áridos como marsupiales del género *Lestodelphys* (comadreja) y grandes xenartros o desdentados. Esta fauna se habría desarrollado coetáneamente a los avances glaciales en la Patagonia entre los estadios isotópicos marinos (MIS) 82—78 (Rabassa *et al.*, 2005; Tonni 2009). Posteriormente se habría asentado la fauna del piso/edad Ensenadense (biozona de *Mesotherium cristatum*) caracterizada por presencia de familias holárticas como Cervidae, Ursidae, Tapiridae, Felidae, y Gomphotheriidae, así como también géneros autóctonos (*Neolicaphrium*, *Propraopus*, *Dasypus*, *Glyptodon*, *Panochthus*, *Neuryurus*, *Doedicurus*, *Lomaphorus*, *Scelidotherium*, *Mylodon*, *Megatherium*, *Pampatherium typum*, *Myocastor*, y *Neochocerus*); y provenientes de Norteamérica (*Akodon azarae*, *Lundomys*,

*Scapteromys*, *Necromys*, *Calomys*, *Hippidium principale*, *Hemiauchenia*, y *Catagonus*). Finalmente se emplazó la fauna del piso/edad Bonaerense biozona de *Megatherium americanum* (Cione y Tonni, 1999) con especies típicas de clima cálido y posiblemente estacionalmente árido.

### ***Intervalo Pleistoceno tardío – Actualidad (0,04/0,03 Ma – Presente)***

Representado por la Aofm. Arroyo Lobería, y sedimentos aluviales y lacustres actuales. Este intervalo registra los pisos/edades Lujanense y Platense (Pascual *et al.*, 1965). Equivalentes a las biozonas de *Equus* (*Amerhippus*) *neogaeus* y *Lagostomus maximus* respectivamente (Cione y Tonni, 1995). La primera definida por la presencia más antigua de *Homo sapiens* en la región y la extinción de muchos de los taxones típicos de la megafauna sudamericana. Mientras que la segunda se define en su mayoría por la presencia de especies autóctonas actuales (Cione *et al.*, 2015).

Dentro de este intervalo se registra el paleosuelo enterrado Geosuelo Puesto Callejón Viejo (10 000 – 11 000/12 000 <sup>14</sup>C AP), definido en la Cuenca del Salado inferior, pero con equivalente en río Quequén Grande, que indicaría un período de estabilidad del paisaje con clima templado húmedo (Fidalgo, 1973; Prado y Alberdi, 1999; Zárate, 2005; Mari *et al.*, 2013).

En concordancia, Prieto (2016) interpreta para este período el establecimiento de pastizales húmedos y la proliferación de ambientes lagunares a partir del registro polínico.

Posteriormente, alrededor de los 6000 <sup>14</sup>C AP se ha registrado para la zona el máximo transgresivo del Holoceno, con un aumento del nivel del mar de 2,2 a 2,5 m, registrado en A° Las Brusquitas, A° La Ballenera y Punta Hermengo (Isla, 1989; Espinosa *et al.*, 2003). Esta influencia marina habría provocado cambios en la cobertura vegetal, registrados por reconstrucciones basadas en polen en A° Las Brusquitas (Prieto, 1996). Mientras que en el período 5000 – 4000 <sup>14</sup>C AP se ha interpretado un período de mayor aridez en base a indicadores geológicos (Zárate, 2005).

## **2.8 Organismos actuales productores de biomineralizaciones de sílice amorfa en el sudeste bonaerense**

En suelos y sedimentos de ambientes actuales del sudeste bonaerense, las biomineralizaciones de sílice amorfa aparecen en conjunto con los minerales, en su mayoría conformando parte de la fracción de tamaño limo (Osterrieth, 2004). Los organismos productores han sido estudiados en relación al tipo de biomineralización producida, así como también se ha abordado la correlación entre los ensambles conservados y las características ambientales. Sin embargo, se desconocen descripciones que incluyan biomineralizaciones producidas por distintos organismos.

El estado del conocimiento actual se encuentra fragmentado, y se presenta sintetizado a continuación:

### **2.8.1 Vegetación**

El sudeste bonaerense está incluido en la provincia fitogeográfica “Pastizales del Río de La Plata”, dentro de la subregión “Pampa Austral” (Figura 2.6); donde la vegetación dominante está constituida por pastizales, en su mayoría pertenecientes al género *Stipa*, *Piptochaetium*, *Poa*, entre otras (Soriano *et al.*, 1992). Mientras que en las áreas rocosas y sierras dominan pastizales de *Paspalum quadrifarium* Lam. y cardales de *Eryngium* sp. En los sectores más húmedos domina *Cortaderia selloana* (Schult.) Asch. et Graeb., y en los más aireados predominan *Colletia paradoxa* (Spreng.) Escal. y *Dodonea viscosa* (L.) Jacq. (Frangi, 1975). Otros arbustales menos densos del área lo conforman *Baccharis tandilensis* Speg. o *Eupatorium buniifolium* Hook. et Arn. (Soriano *et al.*, 1992). Es importante considerar que en esta área, con excepción de las áreas elevadas de las sierras, hubo un cambio drástico en la vegetación con la introducción de especies alóctonas norteamericanas y europeas vinculada a la actividad agrícola y ganadera de los últimos 150 años (Soriano *et al.*, 1992; Ghersa y León, 2001; Herrera y Lathera, 2011).



**Figura 2.6.** Fitogeografía del área de estudio. Elaborado a partir de Soriano *et al.* (1992).

El sudeste bonaerense ha sido una de las zonas más estudiadas del país desde el punto de vista de las comunidades vegetales productoras de silicofitolitos y su implicancia en la evolución de los suelos. Se han descrito ensambles de silicofitolitos de comunidades vegetales típicas como pastizales, talares y asociadas a humedales (Fernández Honaine *et al.*, 2005, 2006, 2009, 2014, 2021; Borrelli *et al.*, 2011; De Rito *et al.*, 2018), así como de especies exóticas e invasoras como el ligustro (*Ligustrum* sp). Los ensambles característicos y morfotipos más abundantes de distintas de comunidades vegetales y especies actuales formadoras de silicofitolitos en el sudeste bonaerense se sintetizan en el Anexo I.

### 2.8.2 Flora diatomológica

En el sudeste bonaerense, el estudio de diatomeas ha incluido tanto ambientes estuarinos (Hassan *et al.*, 2006), como lagunas someras y profundas (Hassan *et al.*, 2009)

(Tabla 2.2). Las floras de diatomeas actuales y sus ambientes asociados en el sudeste bonaerense se sintetizan en el Anexo II.

Estos estudios han encontrado que los ensambles de diatomeas de ambientes lénticos y lóticos del sudeste bonaerense no son claramente diferenciables entre sí (Hassan *et al.*, 2009). Principalmente debido a que los arroyos y lagunas del sudeste bonaerense presentan similitudes hidrológicas, geomorfológicas y de parámetros ambientales, como pH y concentración de nutrientes (Feijoó y Lombardo, 2007). Dichos parámetros ambientales, junto con la conductividad/salinidad, son los principales factores involucrados en las variaciones de las comunidades de diatomeas (Hassan *et al.*, 2009).

### **2.8.3 Flora de crisofitas**

El sudeste bonaerense no cuenta con un registro actual de crisofitas o de sus quistes. Su distribución se ha estudiado en lagunas turbias sin vegetación de otras partes de la Llanura Pampeana, donde aparecieron como componente del fitoplancton (Allende *et al.*, 2009). Incluso fueron encontradas en abundancia en la laguna El Triunfo, aunque no se identificaron especies ni quistes.

### **2.8.4 Poríferos de agua dulce**

Se ha registrado solo una especie de porífero de agua dulce para la zona, *Ephydatia fluviatilis ramsayi* (Ezcurra de Drago, 1993). Descrita por primera vez en el arroyo Chapadmalal por Bonetto y Ezcurra de Drago (1967) como *Ephydatia fluviatilis*. Aparece desarrollada en forma de costra en raíces y tallos de hidrófitas, adaptada a altos pH y tenores de calcio (Ezcurra de Drago, 1993).

# CAPÍTULO III

## MATERIALES Y MÉTODOS

### 3.1 Unidades de muestreo y recolección de muestras

#### 3.1.1 Suelos y sedimentos actuales del sudeste bonaerense

La búsqueda de estos sitios de estudio se basó en la necesidad de describir la relación entre los ambientes más recientes de las secuencias pedosedimentarias, los ensamblajes de biomineralizaciones asociados y su estado de preservación. Para ello, se realizó una prospección inicial mediante Google Earth® y posteriormente un reconocimiento en campo de las posibles unidades de muestreo. Considerando a su vez, a las menos afectadas por la actividad antrópica (Figura 3.1).

En base a este criterio, se definieron los siguientes ambientes análogos actuales:

- Suelos
- Ambientes lénticos

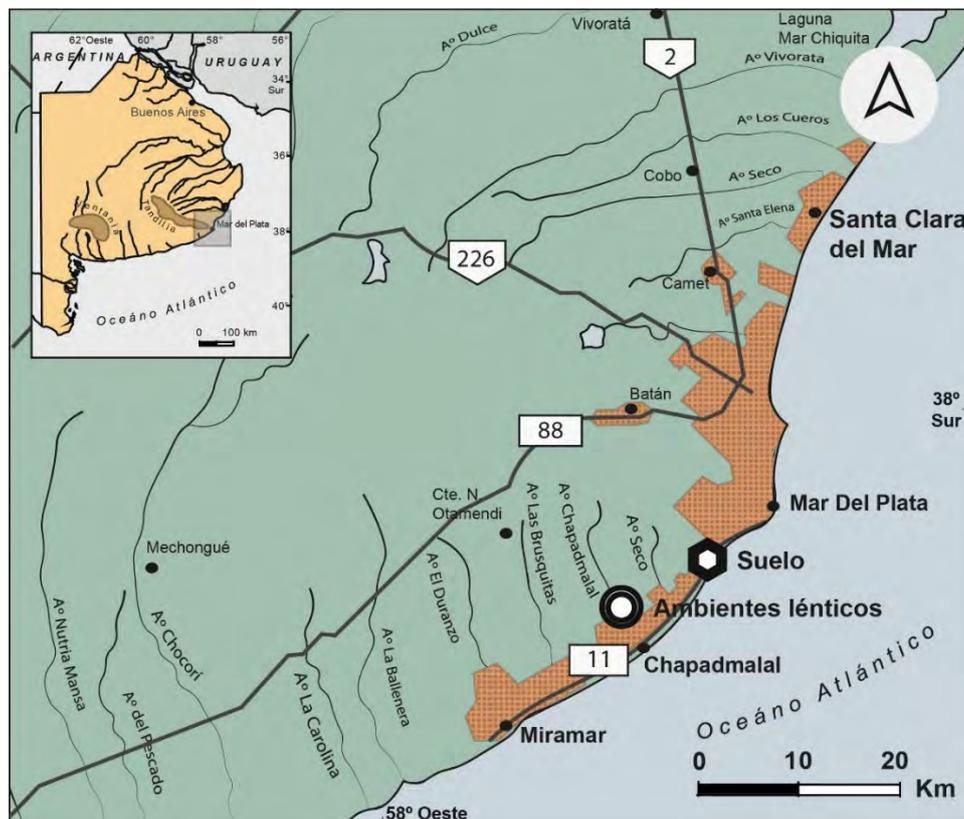


Figura 3.1. Sitios de muestreo de ambientes análogos actuales.

## Suelos

Se eligió un perfil de suelo representativo del área, cercano a las barrancas costeras (Figura 3.1). La cubierta vegetal del suelo se encontró compuesta por *Myoporum laetum*, gramíneas (*Dactylis glomerata* y *Stypa* spp), y cardos (*Cynara cardunculus*).

La toma de muestras se realizó mediante excavación de calicata, donde se diferenciaron los horizontes pedológicos según Soil Survey Staff (2014) (Figura 3.2). Se obtuvo material de distintos sectores espaciados dentro de cada horizonte, como recaudo para disminuir el error de representación de biomineralizaciones por segregación durante los procesos pedogenéticos.



**Figura 3.2.** Recolección de muestras en calicata de suelo actual representativo del área.

### Ambientes lénticos

Se seleccionaron dos lagunas someras ubicadas al sur de Mar del Plata, en la intersección del Camino Independencia con el A° Las Brusquitas (38°12' S; 57°48' W) (Figura 3.1). De las cuales, Laguna Brusquitas Sur (**LBS**) refleja una dinámica semipermanente y Laguna Brusquitas Norte (**LBN**) un régimen transitorio (Figura 3.3). Ambas lagunas se encontraron con cobertura vegetal compuesta por poáceas y ciperáceas.

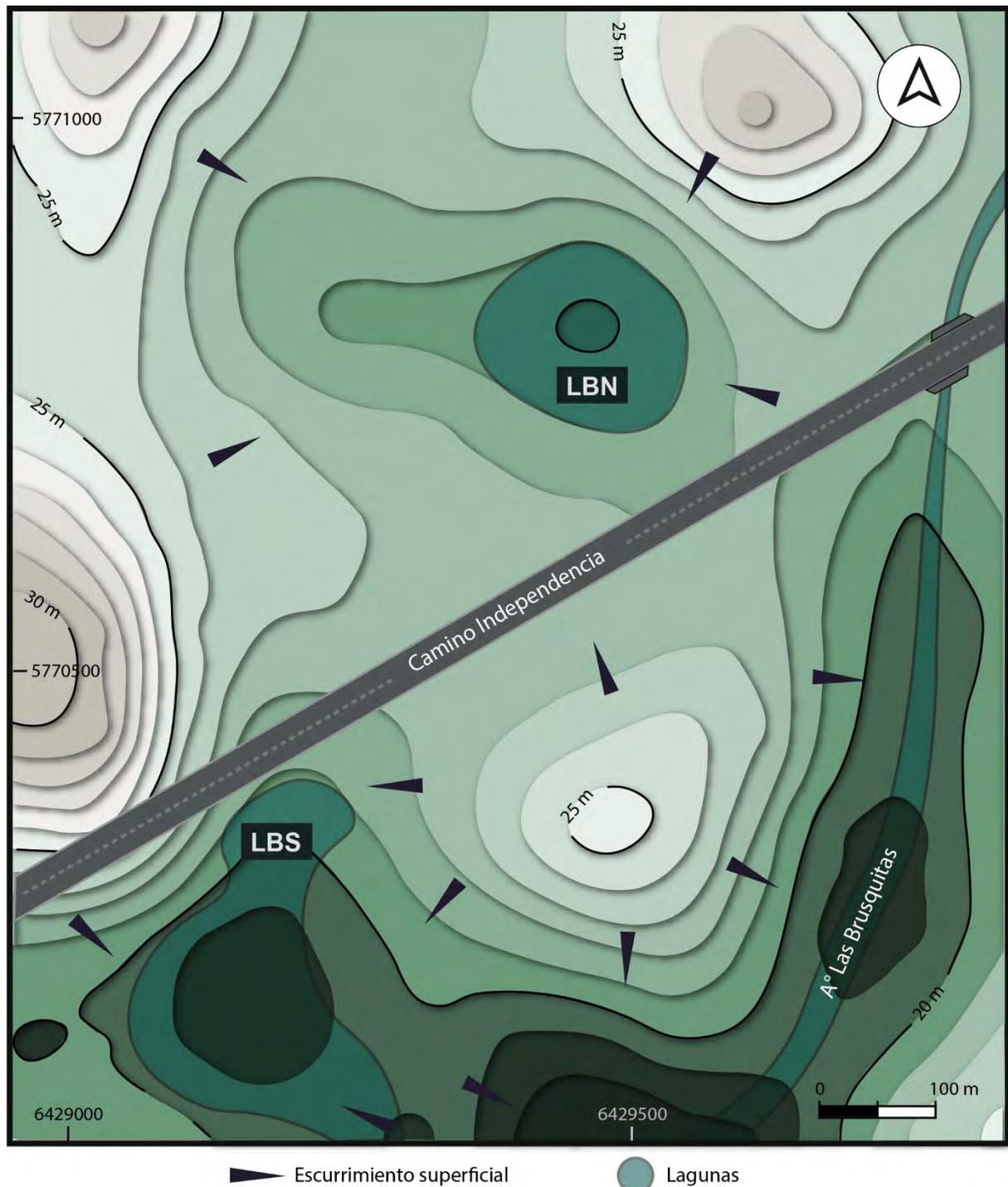


**Figura 3.3.** Imagen satelital de las lagunas someras. Imágenes de Maxar Technologies 2021; Google Earth®. Barra de escala: 300 m.

Para comprender la hidrología de las lagunas se realizó un mapa topográfico del área con datos de elevación de la misión SRTM1 de la USGS (Figura 3.4). En el mapa se observó que las lagunas poseen cuencas de drenaje restringidas (<500 m) y se encuentran desvinculadas del sistema fluvial incluso durante la recarga en períodos lluviosos. Esta configuración del terreno permite el escurrimiento superficial no canalizado hacia las depresiones a pesar de ser áreas contiguas al curso fluvial principal de la cuenca (A° Las Brusquitas).

Considerando el análisis topográfico en conjunto con datos provenientes de pozos cercanos que han registrado el nivel freático alrededor de 6 metros bajo el nivel del suelo (Base de datos

de Aguas subterráneas, Grupo de hidrogeología, Universidad Nacional de Mar del Plata), se interpretó a las lagunas como cuerpos de agua independientes del acuífero. Los parámetros ambientales medidos *in situ* en abril fueron a su vez los esperados para lagunas formadas a partir de escurrimiento superficial, donde la temperatura del agua se halló en el rango 21–25 °C y el pH 8–9.



**Figura 3.4.** Mapa topográfico de las lagunas realizado con datos de elevación de la misión SRTM1 de la USGS. LBN: Laguna Brusquitas Norte; LBS: Laguna Brusquitas Sur.

El área de las lagunas se observó con la herramienta de imágenes históricas de Google Earth<sup>®</sup>, donde se siguió sus últimos 10 años de evolución. A partir de este registro, se pudo reconocer un régimen intermitente para ambas lagunas, aunque con diferencias en la periodicidad de secado. Durante el período evaluado (2008 – 2018), LBN cubrió un área máxima de 8500 m<sup>2</sup> y se secó por completo en numerosas ocasiones, mientras que LBS alcanzó los 35 776 m<sup>2</sup> y se redujo totalmente una vez (Figura 3.5).



**Figura 3.5.** Extensión máxima y mínima de las lagunas durante el período 2008 – 2018. LBS (semipermanente): 1, Área máxima; 2, Período de desecación. LBN (transitoria): 3, Área máxima; 4, Período de desecación. Imágenes de Maxar Technologies 2021; Google Earth<sup>®</sup>.

Barra de escala: 50 m.

La obtención de muestras se realizó mediante la extracción manual de testigos de PVC, los cuales fueron ubicados en la zona central de las lagunas, donde se encontraban las mayores profundidades de agua (Figura 3.6, 1–2). Se obtuvieron dos testigos de suelo de diferentes longitudes, LBN: 23 cm y LBS: 36 cm. Posteriormente en laboratorio, los testigos fueron seccionados por la mitad mediante una cuchilla caliente para evitar disturbar la muestra

(Figura 3.6, 3). Una vez abiertos, se separó el primer centímetro, en el cual se encuentra representado el ensamblaje de diatomeas actual (Hassan *et al.*, 2009), y luego se muestreó cada 5 centímetros. El total de muestras obtenido fue de 13, (LBN: 5 muestras; LBS: 8 muestras).



**Figura 3.6.** 1–2, Obtención de testigos en lagunas someras; 3, Apertura de testigos en gabinete.

### 3.1.2 Perfiles tipo en las barrancas costeras

Se seleccionaron perfiles de estudio en las barrancas costeras con el objetivo de tener una representación detallada de la historia geológica continental del sudeste bonaerense durante el Cenozoico tardío. La elección se realizó luego de la lectura de antecedentes y reconocimiento de campo, donde se consideraron secciones de estudio según los siguientes requisitos:

- Preexistencia de estudios de magnetoestratigrafía como control cronoestratigráfico
- Accesibilidad vertical y horizontal para la descripción de campo y toma de muestras
- Registrar con buena resolución una sección del Cenozoico superior
- Presentar unidades reconocibles dentro del esquema aloestratigráfico propuesto por Zárate (1989)

En base a este criterio, se seleccionaron dos perfiles (Figura 3.7):

- Perfil Escalera Barranca Los Lobos (**PEBL**) (Figura 3.8)
- Perfil Punta San Andrés (**PPSA**) (Figura 3.9)

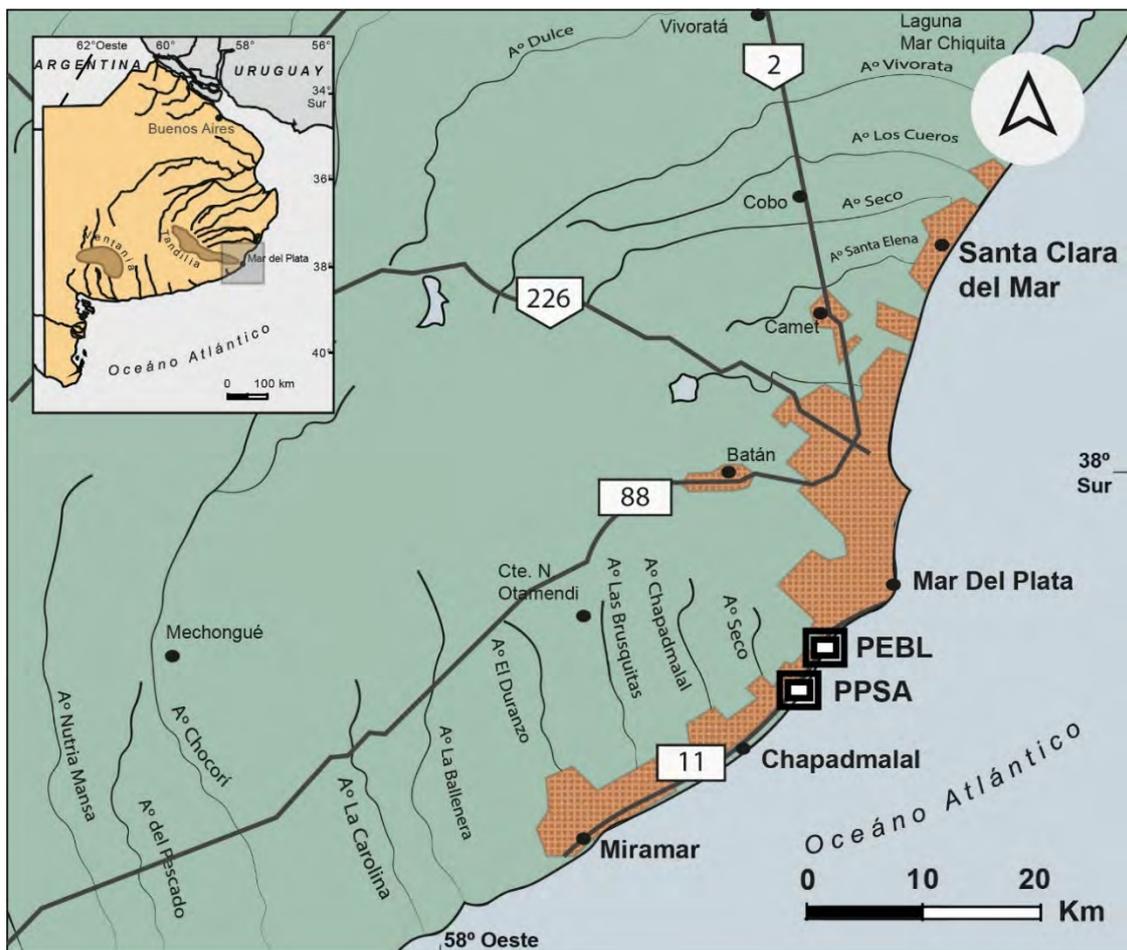


Figura 3.7. Ubicación de los perfiles de estudio de las secuencias pedosedimentarias.



**Figura 3.8.** Perfil Escalera Barranca Los Lobos (**PEBL**).



**Figura 3.9.** Perfil Punta San Andrés (**PPSA**).

Las secciones muestrales se definieron y diferenciaron sobre la base de cambios morfológicos descritos en campo según Soil Survey Staff (2014), y considerando la geometría de sus

superficies límite (inferior y superior). Luego de definir las secciones, se organizó el muestreo de forma tal de tener al menos una observación por cada una. En particular, en las secciones con más de 1 m de potencia, se obtuvieron muestras cada 0,5 m para conservar el grado de detalle y evaluar variaciones internas en los ensambles de microfósiles.

Los paleosuelos argílicos y depósitos fluvio-eólicos que componen la mayor parte de las secuencias fueron muestreados con el mismo grado de detalle, dado que tienen la similar resolución temporal, pudiendo reflejar cientos de años de evolución paleoambiental (Strömberg *et al.*, 2018). Mientras que las secciones con rasgos hidromórficos que registran paleolagunas son menos comunes y poseen una resolución temporal mucho mayor, siendo capaces de reflejar decenas de años de evolución (Behrensmeyer y Hook, 1992; Liang, 2004), al igual que los niveles de ceniza volcánica (Wing *et al.*, 2012). Por ello, la sección hidromórfica presente en PEBL fue muestreada con mayor detalle, recolectando material cada 10 cm.

Las muestras se obtuvieron utilizando piqueta luego de remover el frente de meteorización y (Figura 3.10). Por cada sección se obtuvieron 3 repeticiones espaciadas lateralmente como recaudo para disminuir el error de representación por segregación posdeposicional.



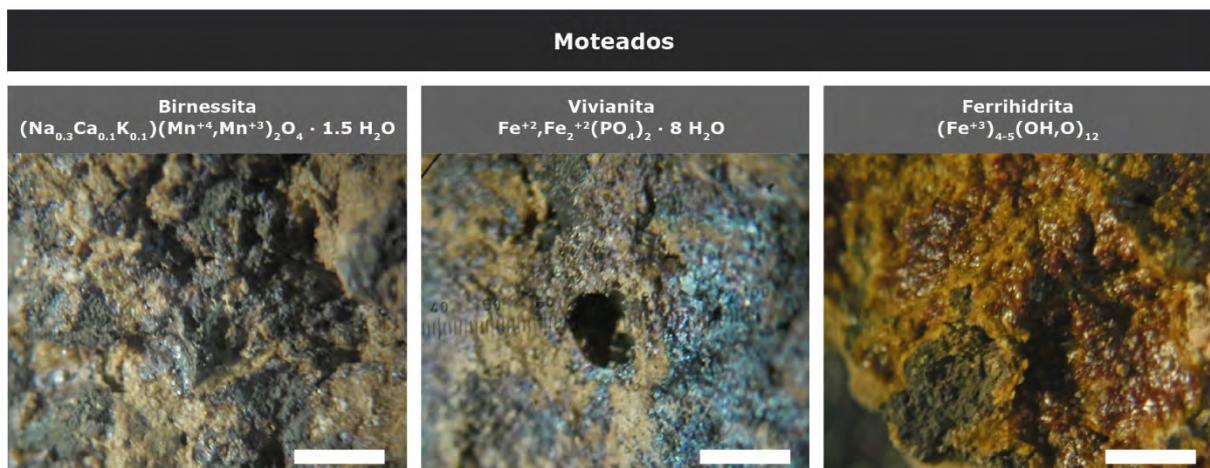
**Figura 3.10.** Recolección de muestras en secuencias pedosedimentarias.

### 3.2 Caracterización morfológica

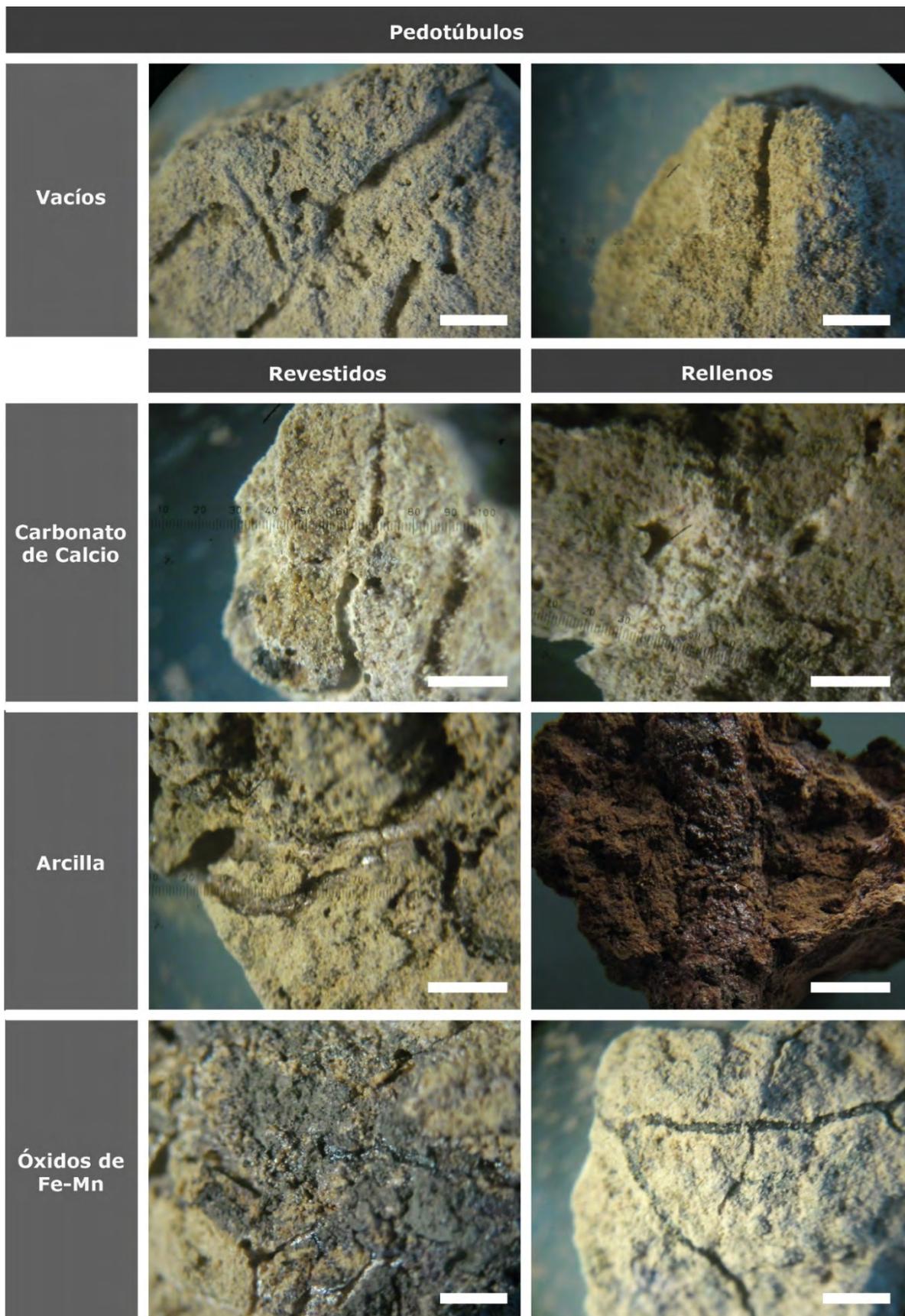
Las muestras obtenidas de los ambientes análogos actuales y secuencias pedosedimentarias fueron secadas al aire y se realizó su descripción morfológica según lo establecido por Soil Survey Staff (2014). El color se determinó en condición húmeda y seca de manera estandarizada utilizando la tabla de colores de referencia Munsell. La textura y estructura de los agregados fue descrita en campo. En el laboratorio se determinó la consistencia en húmedo y seco mediante pruebas de resistencia, se estimó la adhesividad y plasticidad en húmedo, y se evaluó la reacción con HCl como medida de aproximación a la abundancia de carbonato de calcio.

Durante el trabajo de campo en las secuencias pedosedimentarias también se describió la porosidad, grado de bioturbación, presencia y abundancia de moteados y nódulos de Fe/Mn y carbonato de calcio (tosca), así como también sus morfologías. A su vez, se registró la presencia de paleocanales, paleocuevas, fósiles y escorias de impacto.

Adicionalmente, se realizó una descripción de los agregados obtenidos de las secuencias pedosedimentarias con lupa binocular (x7), donde se describió grado abundancia y mineralogía de moteados de Fe (Ferrihidrita, Vivianita) y Mn (Birnessita) (Figura 3.11). Así mismo, se describió en detalle los pedotúbulos, diferenciándose vacíos, revestidos o rellenos por CaCO<sub>3</sub>, óxidos de Fe-Mn, o arcillas (Figura 3.12).



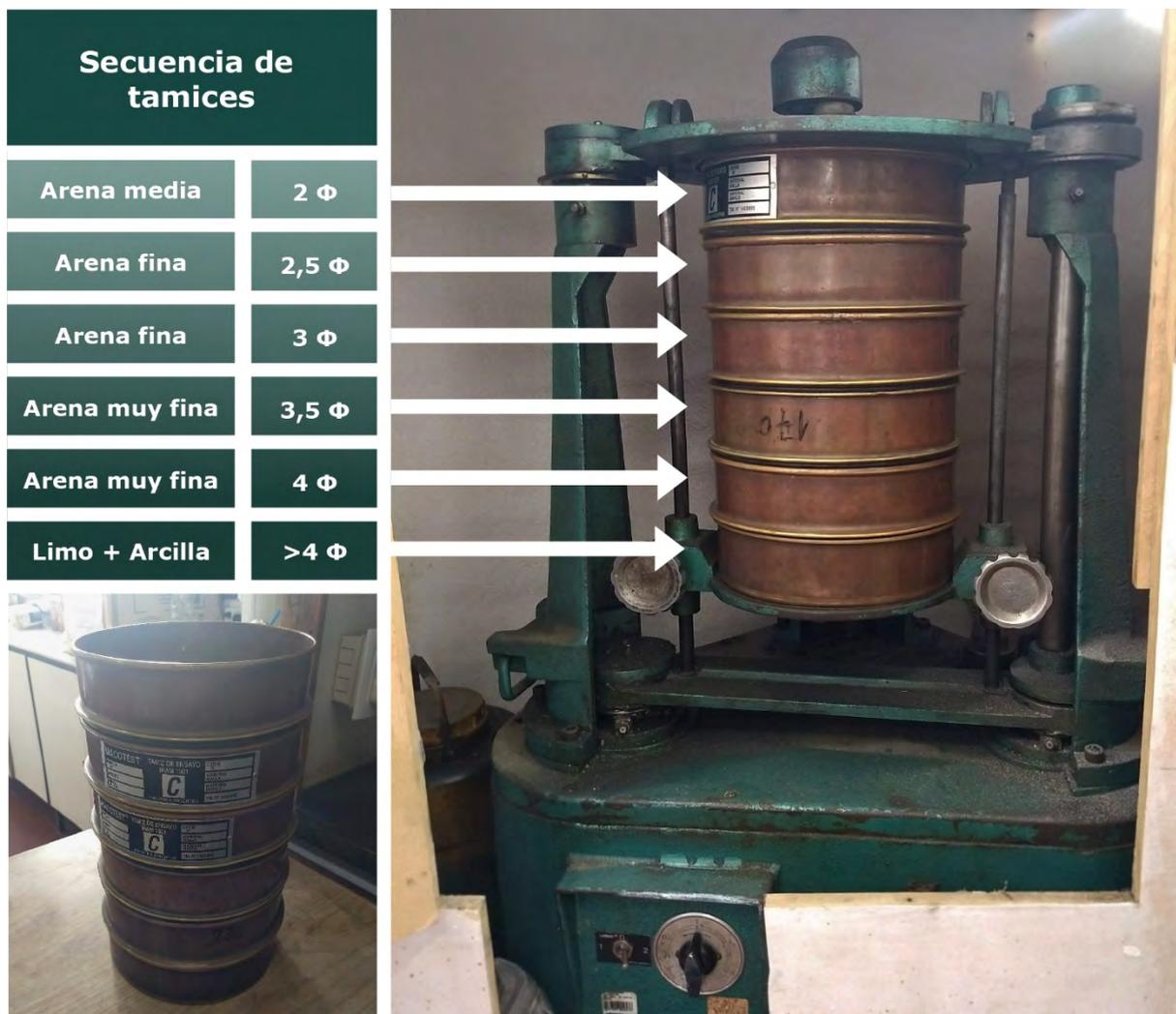
**Figura 3.11.** Tipos de moteados en agregados de las secuencias pedosedimentarias observados bajo lupa binocular (x7). Barra de escala: 1 cm.



**Figura 3.12.** Tipos de pedotúbulos en agregados de las secuencias pedosedimentarias observados bajo lupa binocular (x7). Barra de escala: 1 cm.

### 3.3 Caracterización física

La distribución granulométrica se determinó en laboratorio con métodos de tamizado y pipeteo (Ingram, 1971; Galehouse, 1971). Para ello se procesaron 20 g de sedimento seco al aire reducido mediante cuarteador, el cual se desagregó eliminando los cementos con HCl al 10 % y peróxido de hidrógeno al 30 % en baño termostático a 70 °C. Posteriormente, se tamizó en húmedo el sedimento disperso para separar la fracción limo y arcilla con el tamiz 4  $\phi$ . El material retenido se secó en estufa a 60 °C para su tamizado con tamices de malla metálica y plástica en sucesión 2  $\phi$   $\rightarrow$  2,5  $\phi$   $\rightarrow$  3  $\phi$   $\rightarrow$  3,5  $\phi$   $\rightarrow$  4  $\phi$  (Figura 3.12), con el objetivo de separar las fracciones arena media, fina, muy fina y limo en conjunto con arcilla. Para ello se utilizó la tamizadora por movimiento circular y percusión del IGCyC-UNMdP (Figura 3.13).



**Figura 3.13.** Tamizadora y secuencia de tamices utilizada para el análisis granulométrico.

La fracción de arcilla y limo recolectada durante el tamizado en húmedo se conservó en suspensión para la estimación de abundancias por decantación y pipeteo (Galehouse, 1971). En caso de muestras con material floculado, se realizó su dispersión mediante el agregado de 10 ml de dispersante (Hexametáfosfato de Sodio 0,5 %) y paso por el procesador ultrasónico (Test-Lab modelo TBC 10) hasta alcanzar la dispersión. Finalmente, se colocaron las muestras con material en suspensión en probetas de vidrio de 1000 ml en una pecera con agua a temperatura controlada (Figura 3.14), donde se realizó la determinación final con pipeta.



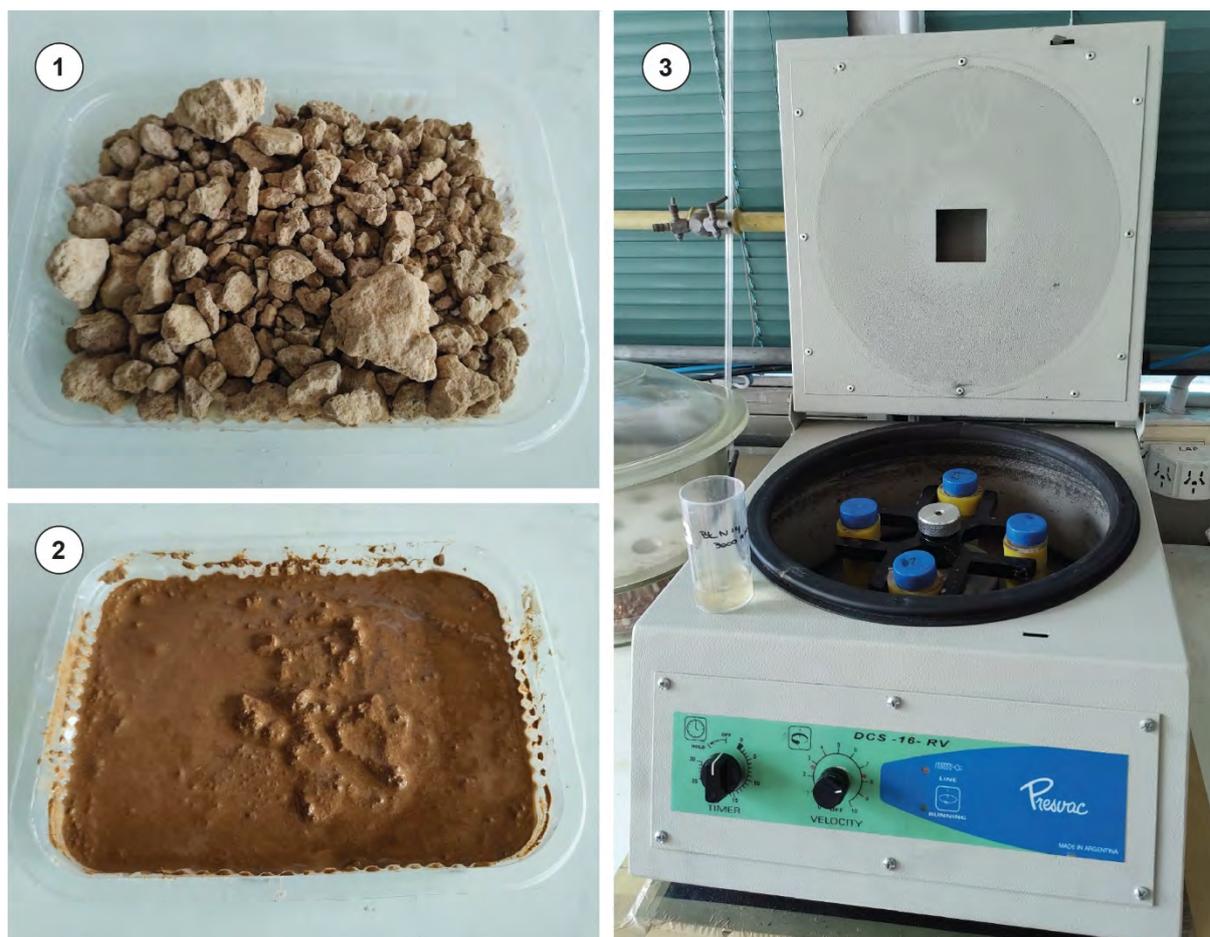
**Figura 3.14.** Probetas con limo y arcilla en suspensión en pecera a temperatura controlada para estimación de abundancias por decantación y pipeteo.

### 3.4 Caracterización química

Se determinaron variables químicas en las muestras obtenidas de las secuencias pedosedimentarias y ambientes análogos actuales para evaluar su relación con la capacidad de preservación de los ensambles de microfósiles/biomineralizaciones de sílice amorfa.

Se determinó el pH en pasta saturada, mezclando sedimento/suelo con el mismo volumen de agua destilada (1:1), y en una solución compuesta por una parte de sedimento/suelo y 2,5 partes de agua destilada (1:2,5). Las determinaciones se realizaron utilizando peachímetro digital Orion Research modelo 501.

Se midió la concentración de sílice disuelta en extractos obtenidos de pasta saturada. Para su obtención, se prepararon 500 g de sedimento/suelo seco al aire en un recipiente plástico, a los cuales se agregó agua destilada hasta completar la saturación y se dejó reposar por 24 h según Richards (1954) (Figura 3.15). Posteriormente se centrifugó la pasta saturada en tubos falcón a 3000 rpm durante 20 minutos y la solución obtenida se filtró usando bomba de vacío (Czerweny modelo 56MC4RA) y filtros de nitrocelulosa de 0,45  $\mu\text{m}$ . La concentración de sílice disuelta se determinó por el método silicomolibdato mediante espectrofotómetro UV-VIS según APHA-AWWA-WPFC (1998).



**Figura 3.15.** Medición de concentración de sílice disuelta. 1—2, Preparación de pasta saturada; 3, Centrifugación para extracción de solución para determinación de sílice disuelta.

### 3.5 Caracterización mineralógica

La composición mineralógica de los suelos actuales del sudeste bonaerense y de su material parental, el loess y limolitas loessoides, es en general homogénea y ha sido abordada en diversas oportunidades (Teruggi *et al.*, 1957; Osterrieth *et al.*, 2009). Por ello y atendiendo a los objetivos de este trabajo, solo se realizó una caracterización de la sílice amorfa y arcillas.

#### 3.5.1 Caracterización del contenido de sílice amorfa

Para llevar a cabo un estudio cuantitativo representativo de las abundancias de microfósiles y biomineralizaciones de sílice amorfa en muestra total, fue necesaria una cautelosa reducción de la muestra original. El promedio de los campos observados y contados en microscopio representa el 0,77 % del área del preparado, y este a su vez es representa un 0,00015 % del volumen de la muestra obtenida en el campo. Atendiendo a esta necesidad, el material fue separado en bandejas plásticas y cuarteado sin uso de mortero hasta alcanzar los 5 g en peso seco (Figura 3.16). Reduciendo así el error por segregación en las distintas etapas de preparación.



**Figura 3.16.** Reducción de muestra y cuarteado sin mortero.

El procesamiento de las muestras necesario para la observación de partículas de sílice amorfa en microscopio óptico sin agregamiento u oclusión, puede dividirse en dos etapas:

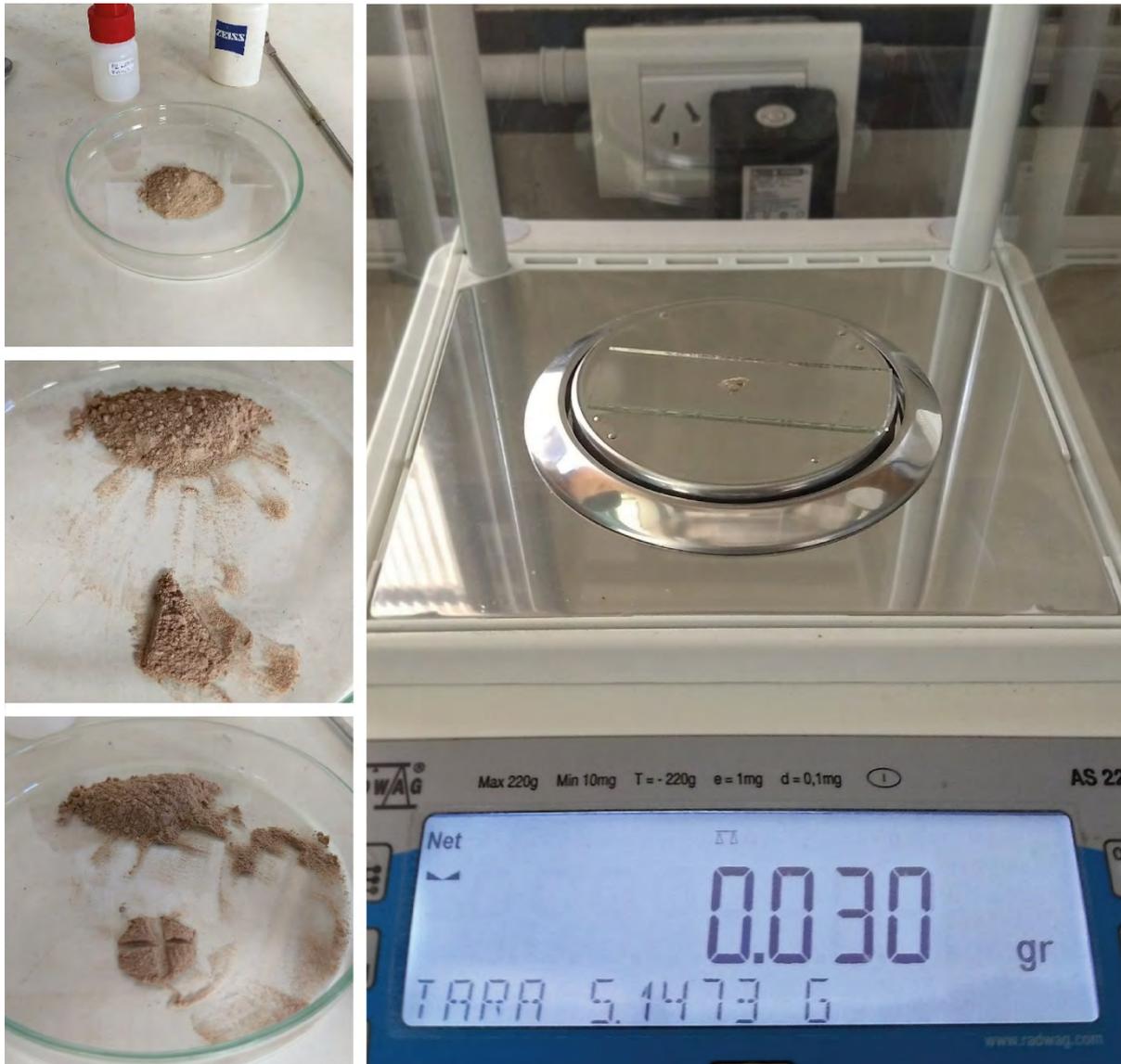
- Eliminación de cementos
- Reducción del contenido de arcillas

Para el análisis cuantitativo de silicofitolitos, quistes y espículas de esponjas en muestra total, se siguió la metodología recomendada en Álvarez *et al.* (2008a), eliminando los cementos carbonáticos mediante HCl al 10 % y peróxido de hidrógeno al 30 % en baño termostático a 70 °C (Figura 3.17). El contenido de arcillas se redujo mediante la adición de un dispersante (Hexametáfosfato de sodio al 0,5 %) y repetidas centrifugaciones a 1000 rpm durante 3 minutos, descartando el sobrenadante obtenido. Luego las muestras fueron secadas en estufa a 60 °C, se obtuvieron sus pesos finales en seco y se conservaron en tubos eppendorf o frascos plásticos rotulados.



**Figura 3.17.** Eliminación de cementos en baño termostático a 70 °C.

Luego de la eliminación de cementos y materia orgánica necesaria para la observación en microscopio, el material se manipuló en estado desagregado, donde la segregación por peso y forma de partículas puede causar importantes errores de representatividad. Con el objetivo de disminuir el efecto de estos errores, se realizó una reducción de las muestras conservadas en eppendorfs hasta alcanzar los 0,003 mg, repitiendo el procedimiento de mezcla y cuarteo en una cápsula de Petri con ayuda espátula de laboratorio (Figura 3.18).



**Figura 3.18.** Reducción del volumen de muestra y pesado del preparado final.

Dado que la reducción de arcillas por centrifugación produce la destrucción de frústulos de diatomeas, se realizó un procesamiento de muestras aparte para su estudio. Las muestras desprovistas de cementos se colocaron en probetas de 1000 ml, donde se redujo el contenido de arcillas mediante sucesivas decantaciones. Las muestras obtenidas fueron conservadas en

suspensión en tubos plásticos en un ambiente sin luz, dado que el secado en estufa produce la destrucción total de frústulos.

Para el estudio de silicofitolitos se utilizó aceite de inmersión (índice de refracción = 1,51) como medio de montaje, dado que la identificación de morfotipos tiene como requisito la observación desde distintas vistas en un preparado no fijo que permita la rotación de partículas. Así mismo, para realizar análisis cuantitativos, la muestra debe ser montada en seco, de manera de poder establecer con precisión el peso del preparado mediante balanza analítica. Adicionalmente, las muestras fueron montadas en bálsamo de Canadá (índice de refracción = 1,54) a modo de repositorio.

Por otro lado, el análisis cuantitativo de diatomeas con muestra seca no fue posible, dado que el secado en estufa produjo la destrucción de los frústulos. En su lugar se realizó el preparado aparte de 10 ml de muestra en suspensión de con pipeta usando Naphrax® (índice de refracción = 1,65) como medio de montaje. Permitiendo solo la descripción cualitativa y semicuantitativa de los ensambles.

El análisis de silicofitolitos, quistes de crisofitas y espículas de esponjas se realizó colocando alrededor de 0,003 mg de muestra total seca en un portaobjetos con aceite de inmersión (Álvarez *et al.*, 2008a). Se contaron 700 partículas de la fracción mineral total en microscopio óptico (**MO**) Olympus (450x) y el estado de preservación fue observado en microscopio electrónico de barrido (**MEB**) JEOL JSM6460LV, en la Universidad Nacional de Mar del Plata.

Mientras que para el análisis diatomeas se contaron al menos 300 frústulos en transectas aleatorias en portaobjetos con Naphrax®, usando microscopio de contraste de fases (**MCF**) Leica DM500 (1000x).

La identificación de morfotipos de silicofitolitos se realizó según Twiss (1992), Fredlund y Tieszen (1994) y el código internacional de nomenclatura para fitolitos ICPN (Madella *et al.*, 2005). Durante el transcurso del trabajo de tesis, se emitió el ICPN 2.0 (ICPT, 2019), por lo que los nombres de los morfotipos fueron actualizados y traducidos (Anexo III. Equivalencias de nomenclatura de morfotipos de silicofitolitos y traducción entre ICPN 1 y 2.0).

Las especies de diatomeas fueron identificadas en base a las floras estándar de la zona (Hassan, 2013).

Los quistes de crisofitas fueron identificados según Duff *et al.* (1995) y Wilkinson *et al.* (2001), usando el sistema de identificación numérica creado por el International Statospore Working Group (ISWG), Cronberg y Sandgren (1986). Los quistes no indexados fueron identificados con la nomenclatura propuesta en trabajos de Frenguelli (Orlando, 1966) (Anexo IV. Equivalencias de quistes de crisofíceas entre el sistema numérico ISWG y la nomenclatura recopilada de la obra de J. Frenguelli).

La identificación de espículas de esponjas y esponjas en posición de vida se realizó según la guía *Systema Porifera* (Hooper y van Soest 2002).

### **3.5.2 Determinación de las especies de arcilla**

Las especies minerales de la arcilla se determinaron mediante difracción de rayos X (**DRX**) en ambientes análogos actuales y secciones de las secuencias pedosedimentarias seleccionadas espaciadamente con el objetivo de conocer la tendencia general de su composición. Las arcillas evaluadas se recolectaron durante la determinación granulométrica por pipeteo. La adquisición de datos se realizó en el rango  $10^\circ < 2\theta < 70^\circ$  empleando el Difractómetro de RX-Philips PW 1011/00 del Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata, (CIG-CONICET/UNLP). El material se analizó sin orientar, así como también, con tratamiento de glicolado y mufla.

### **3.6 Análisis estadísticos**

Se representó el total de biomineralizaciones/microfósiles de sílice amorfa por miligramo de muestra total, junto con las abundancias relativas de los componentes de la muestra total, morfotipos de silicofitolitos y especies de diatomeas en diagramas estratigráficos confeccionados con el software C2<sup>®</sup> v. 1.7.7 (Juggins, 2007). Para las abundancias relativas obtenidas, se calcularon intervalos de confianza (**IC**) del 95 % con el método de Clopper–Pearson en PAST<sup>®</sup> v. 3.14 (Hammer *et al.*, 2001), tal como fue recomendado por Suchéras-Marx *et al.* (2019) para alcanzar robustez estadística en estudios micropaleontológicos basados en abundancias relativas.

La división de ensambles con diferencias significativas se realizó mediante un análisis de agrupamiento estratigráficamente restringido CONISS (*constrained incremental sum of squares clustering*; Grimm, 1987) en PAST<sup>®</sup> v. 3.14. Mientras que el análisis comparativo

entre microfósiles de las secuencias pedosedimentarias y biomineralizaciones de ambientes análogos actuales, se realizó mediante un análisis de escalamiento multidimensional no métrico (**nm-MDS**) usando el índice de Bray-Curtis como medida de similaridad. Sin embargo, los microfósiles evaluados poseen diferentes resistencias a la alteración química y física, produciendo una sobrerrepresentación de los más resistentes. Para abordar este problema de varianza no constante, los datos fueron previamente tratados mediante la transformación de raíz cuadrada. Los resultados se graficaron en diagrama de dispersión de 3 dimensiones, considerando 0,2 como stress de riesgo de interpretación.

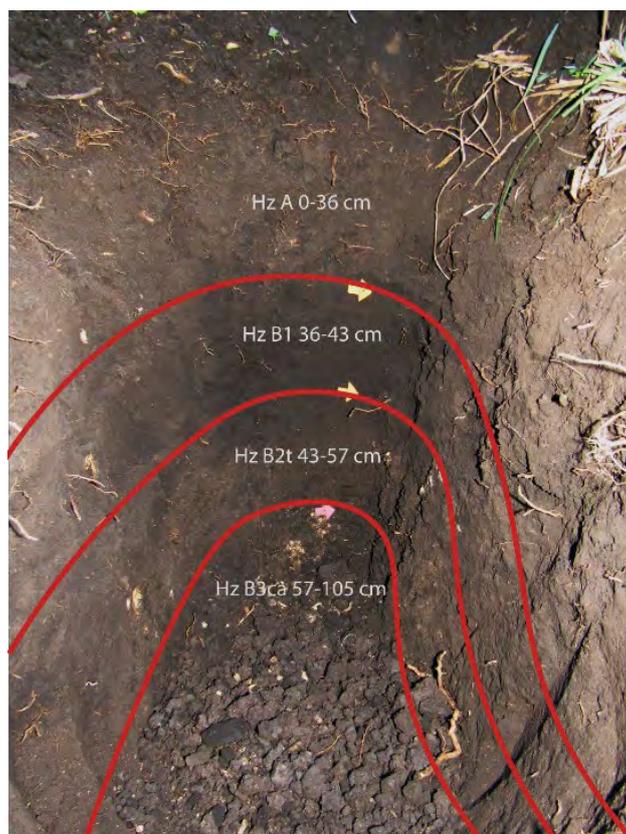
## CAPÍTULO IV

### AMBIENTES ANÁLOGOS ACTUALES

#### 4.1 Suelos

##### 4.1.1 Características morfológicas

Se estudió el perfil de suelo representativo del área de Escalera Barranca Los Lobos, en una calicata de 105 cm de profundidad, donde se reconoció la secuencia de horizontes A – B1- B2t – B3ca (Figura 4.1). El suelo presentó una coloración uniforme comprendida entre 10YR 2/1 a 3/1 en seco, y 10YR 2/1 en húmedo. El horizonte B3ca de tonos más claros constituyó una excepción, asociado a la presencia de carbonato de calcio y material parental escasamente meteorizado (limos loessoides). En la descripción de campo se observó una textura predominantemente limosa en los horizontes superficiales, con aumento del contenido de arcillas a partir del horizonte B2t (Tabla 4.1).



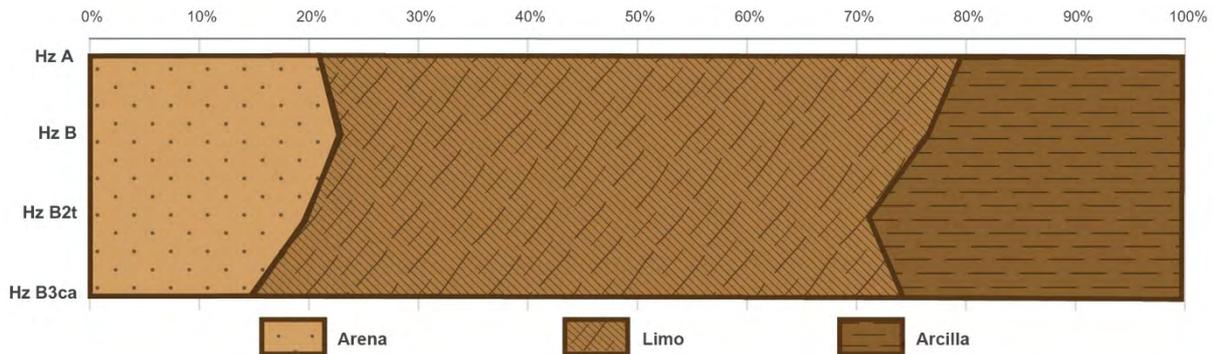
**Figura 4.1.** División de horizontes del suelo representativo actual (Argiudol típico) en Escalera Barranca Los Lobos.

**Tabla 4.1. Descripción morfológica de suelo (Argiudol típico)**

Hz	Color húmedo	Color seco	Textura	Estructura	Consistencia en húmedo	Consistencia en seco	Porosidad	Reacción con HCl	Adhesividad	Plasticidad	Observaciones
A (0-5 cm)	10YR 2/1	10YR 2/1	Franco limoso	Migajoso	Muy friable	Ligeramente duro	Finos a medios comunes	Media	Poco adhesivo	Plástico	Abundantes raíces, macrorestos vegetales y microfauna
A (0-36 cm)	10YR 2/1	10YR 3/1	Franco limoso	Migajoso	Muy friable	Duro	Finos a medios comunes	No	No adhesivo	Poco plástico	Abundantes raíces
B1 (36-43 cm)	10YR 2/1	10YR 2/1	Franco limoso	Bloques gruesos → Migajoso subangulares	Muy friable	Duro	Finos a medios comunes	Poca	Adhesivo	Muy plástico	Raíces comunes
B2t (43-57 cm)	10YR 2/1	10YR 3/1	Franco arcilloso	Prismas medios → Bloques finos angulares angulares	Firme	Extremadamente duro	Finos a medios comunes	No	Adhesivo	Muy plástico	Barnices comunes
B3ca (>57 cm)	10YR 3/4	10YR 4/1	Franco arcilloso	Bloques medios → Bloques finos angulares angulares	Firme	Extremadamente duro	Finos comunes	No	Muy adhesivo	Muy plástico	Barnices y bloques de limos loessoides pedogenizados

### 4.1.2 Características físicas

En el análisis textural de laboratorio se obtuvieron las proporciones de arena, limo y arcilla mediante método de tamizado y pipeteo. La textura dominante fue limosa a lo largo del perfil del suelo, fracción que compuso en promedio el 56 % de la distribución granulométrica de los horizontes del suelo (Figura 4.2). La mayor concentración de arcillas (28,8 %) se encontró en el horizonte B2t.



**Figura 4.2.** Distribución granulométrica de los horizontes del suelo actual (Argiudol típico), obtenida por método de tamizado y pipeteo.

### 4.1.3 Características mineralógicas

#### Contenido de sílice amorfa

Se hallaron partículas de sílice amorfa en todos los horizontes del perfil de suelo, entre las que se pudo diferenciar principalmente silicofitolitos y vidrio volcánico. En porcentajes menores a 1 % se hallaron quistes de crisofitas, fragmentos de diatomeas y espículas de esponjas. La fracción de sílice amorfa representó en promedio el 25,3 % de la muestra total (Figura 4.3).

El vidrio volcánico se halló en abundancias casi constantes a lo largo del perfil, conformando entre el 0,4 y 1,4 % de la muestra total, (promedio = 0,8 %) (Figura 4.3).

Se estimó un promedio de 14 900 biomineralizaciones por mg de suelo. Las mayores abundancias se encontraron en el horizonte A (21 964 biomineralizaciones/mg de suelo), y las menores en el B2t (5837 biomineralizaciones/mg de suelo), marcando una disminución con la profundidad (Figura 4.3). Este descenso constituye el principal cambio en los ensambles dentro

del perfil de suelo. Las biomineralizaciones de sílice amorfa estuvieron mayoritariamente constituidas por silicofitolitos, los cuales conformaron en promedio el 24,5 % de la muestra total, y alcanzaron el valor máximo de 34,2 % en el horizonte A. El resto de las biomineralizaciones se halló por debajo del 1 %, o ausente en algunos horizontes.

### ***Silicofitolitos***

Los silicofitolitos se encontraron en buen estado de conservación a lo largo del perfil de suelo, con poca frecuencia presentaron marcas de corrosión superficiales. Alrededor del 45 % de los morfotipos pudieron ser identificados y el resto se encontró fragmentado. Los morfotipos dominantes fueron de tipo RONDEL, ELONGADO ENTERO y en menor medida BILOBADO (Figura 4.4).

Un análisis de agrupamiento evidenció la presencia de dos ensambles (Figura 4.3). El ensamble I, presente en los horizontes superficiales A y B1, con mayor cantidad de silicofitolitos (alrededor del 30 % de la muestra total). Mientras que el ensamble II, agrupó los horizontes inferiores B2t y B3ca, con menores abundancias (alrededor del 15 % de la muestra total) y disminución de los morfotipos SADDLE, BILOBADO CARINADO, BILOBADO PANICOIDE y CRENADO.

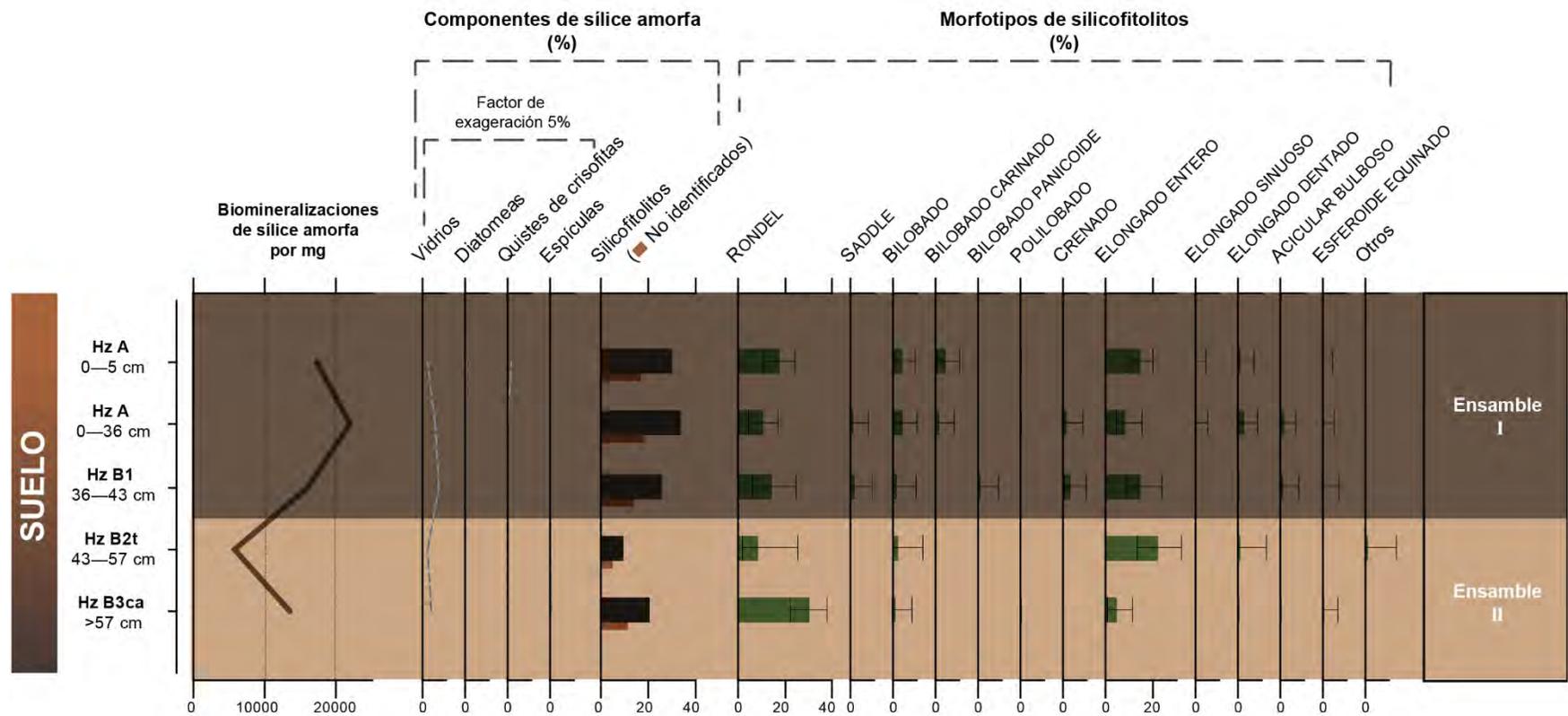
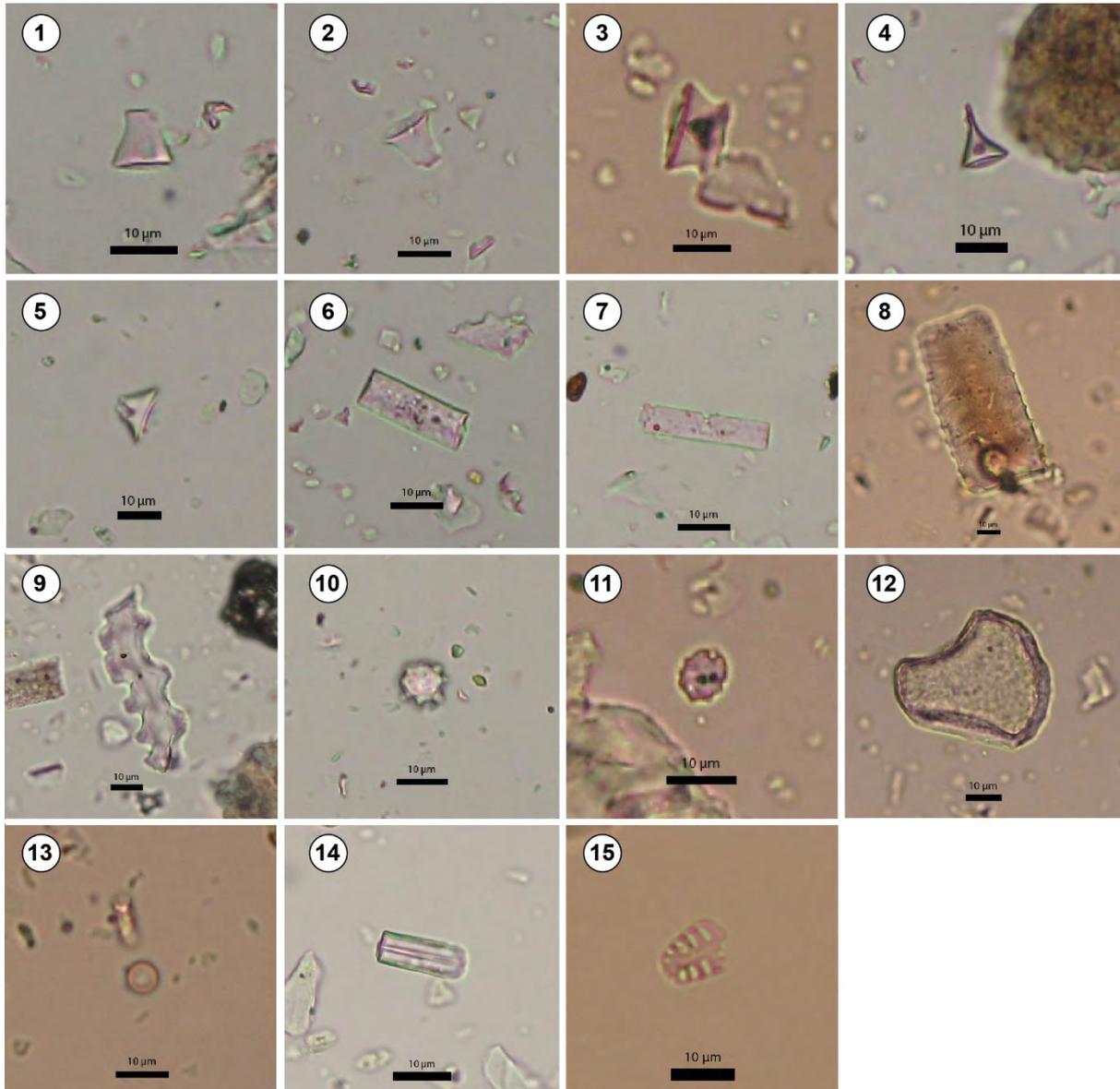


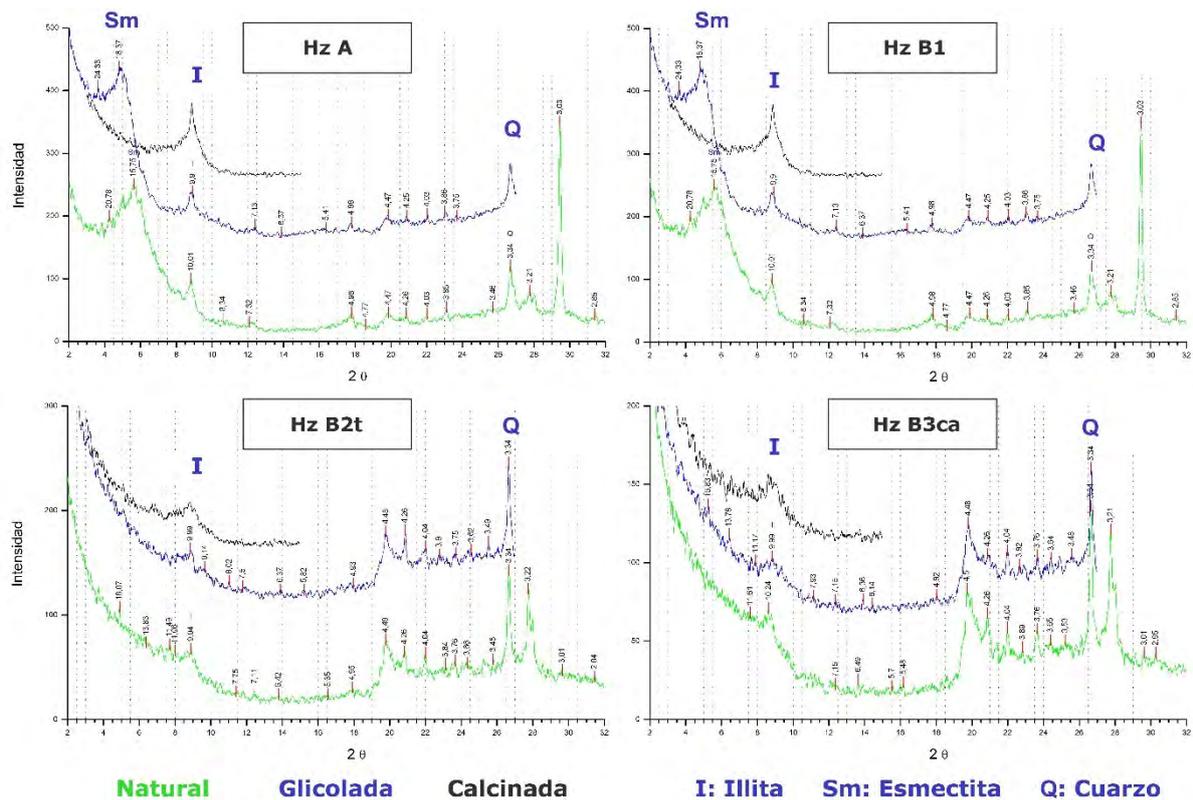
Figura 4.3. Suelo actual (Argiudol típico): Biomineralizaciones de sílice amorfa y abundancia relativa de morfotipos con sus intervalos de confianza.



**Figura 4.4.** Silicofitolitos (MO 450x): **1—3**, RONDEL; **4—5**, RONDEL CARINADO; **6—7**, ELONGADO ENTERO; **8**, ELONGADO DENTADO; **9**, CRENADO; **10—11**, ESFEROIDE EQUINADA; **12**, BULLIFORME FLABELADO. **13**, Quiste de crisofita; **14**, Fragmento de espícula, **15**, Fragmento de diatomea.

### Arcillas

Mediante difracción de rayos x se identificó una composición de arcillas dominada por esmectita e illita en los horizontes superficiales (A y B1), mientras que en los horizontes inferiores (B2t y B3ca) solo se encontró Illita (Figura 4.5).



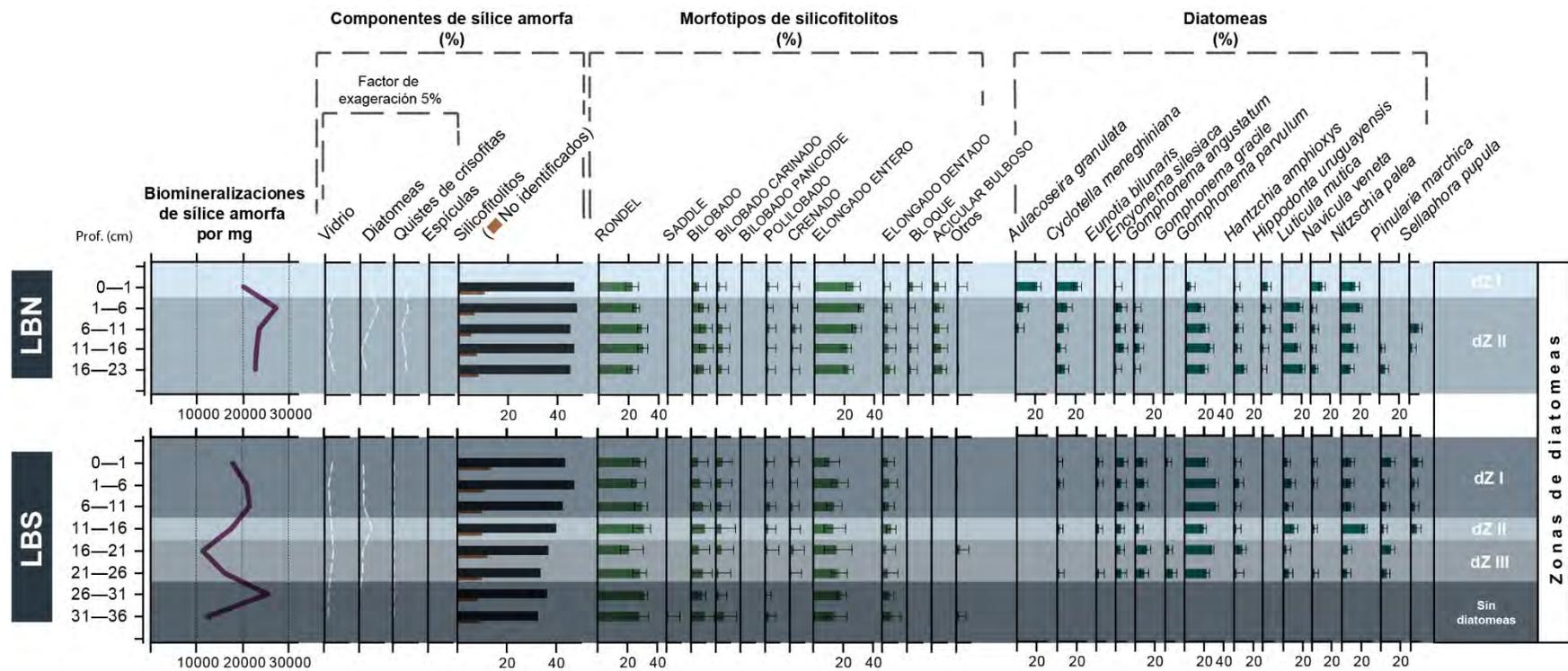
**Figura 4.5.** Difractogramas de rayos X de arcillas de los distintos horizontes del perfil de suelo.

## 4.2 Ambientes lénticos

### 4.2.1 Características mineralógicas

#### Contenido de sílice amorfa

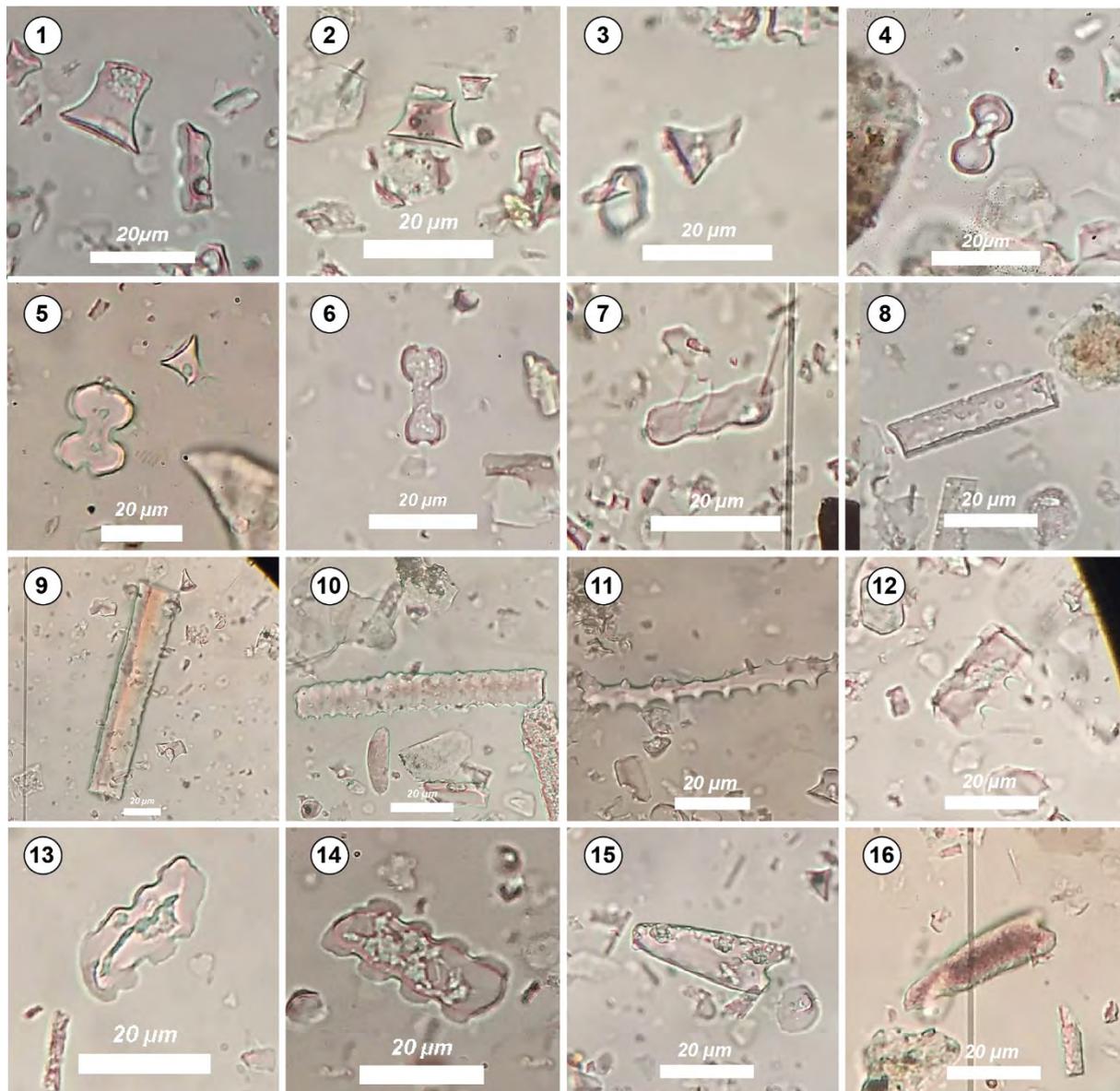
Se analizaron dos testigos obtenidos de lagunas someras del sudeste bonaerense. Ambos testigos presentaron biomineralizaciones de sílice amorfa en toda su extensión, con un promedio estimado de 18 000 biomineralizaciones por mg de suelo en LBN y 23 000 en LBS. El primer centímetro cercano a la superficie presentó abundancias por debajo de los valores medios (Figura 4.6).



**Figura 4.6.** Composición de la fracción de sílice amorfa en muestra total. Frecuencia relativa de morfotipos de silicofitolitos y especies de diatomeas. División de zonas de diatomeas basada en análisis de agrupamiento.

## *Silicofitolitos*

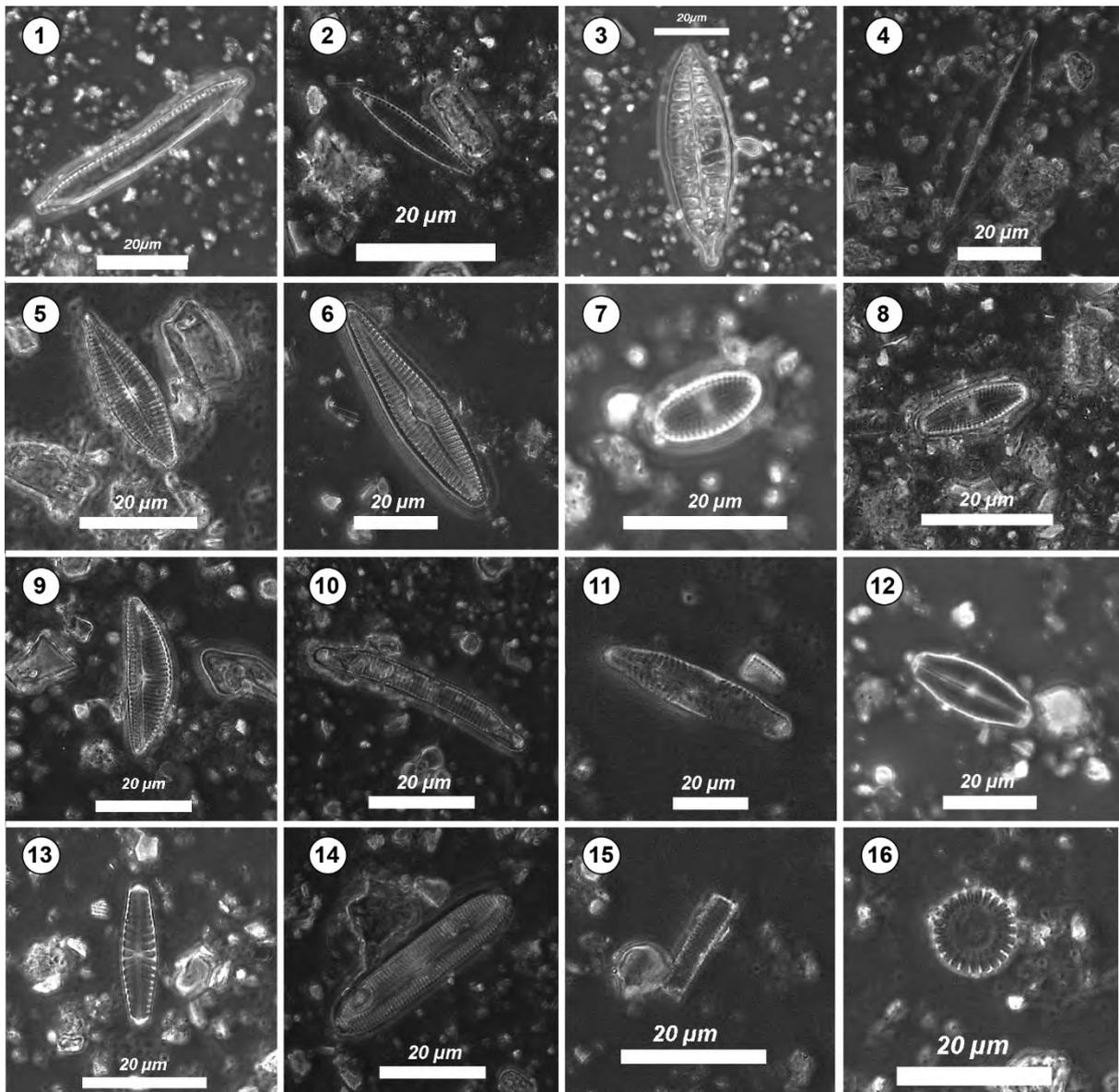
Los silicofitolitos se encontraron mayormente inalterados. Las abundancias representaron alrededor del 50 % del total de la fracción mineral en ambos testigos, aunque LBN mostró una pequeña disminución con la profundidad. Alrededor del 80 % de los morfotipos fueron identificados, el 20 % restante no pudo ser identificado debido al nivel de fracturación y degradación. La mayor fragmentación se encontró en el primer centímetro de ambos testigos. Los morfotipos más frecuentes fueron los RONDEL, BILOBADO y ELONGADO ENTERO (Figura 4.7).



**Figura 4.7.** Silicofitolitos (MO 450x): **1—2**, RONDEL; **3**, RONDEL CARINADO; **4**, BILOBADO; **5—6**, BILOBADO PANICOIDE; **7**, POLILBADO; **8**, ELONGADO ENTERO; **9—11**, ELONGADO DENTADO; **12—14**, CRENADO; **15—16**, ACICULAR BULBOSO.

### *Diatomeas*

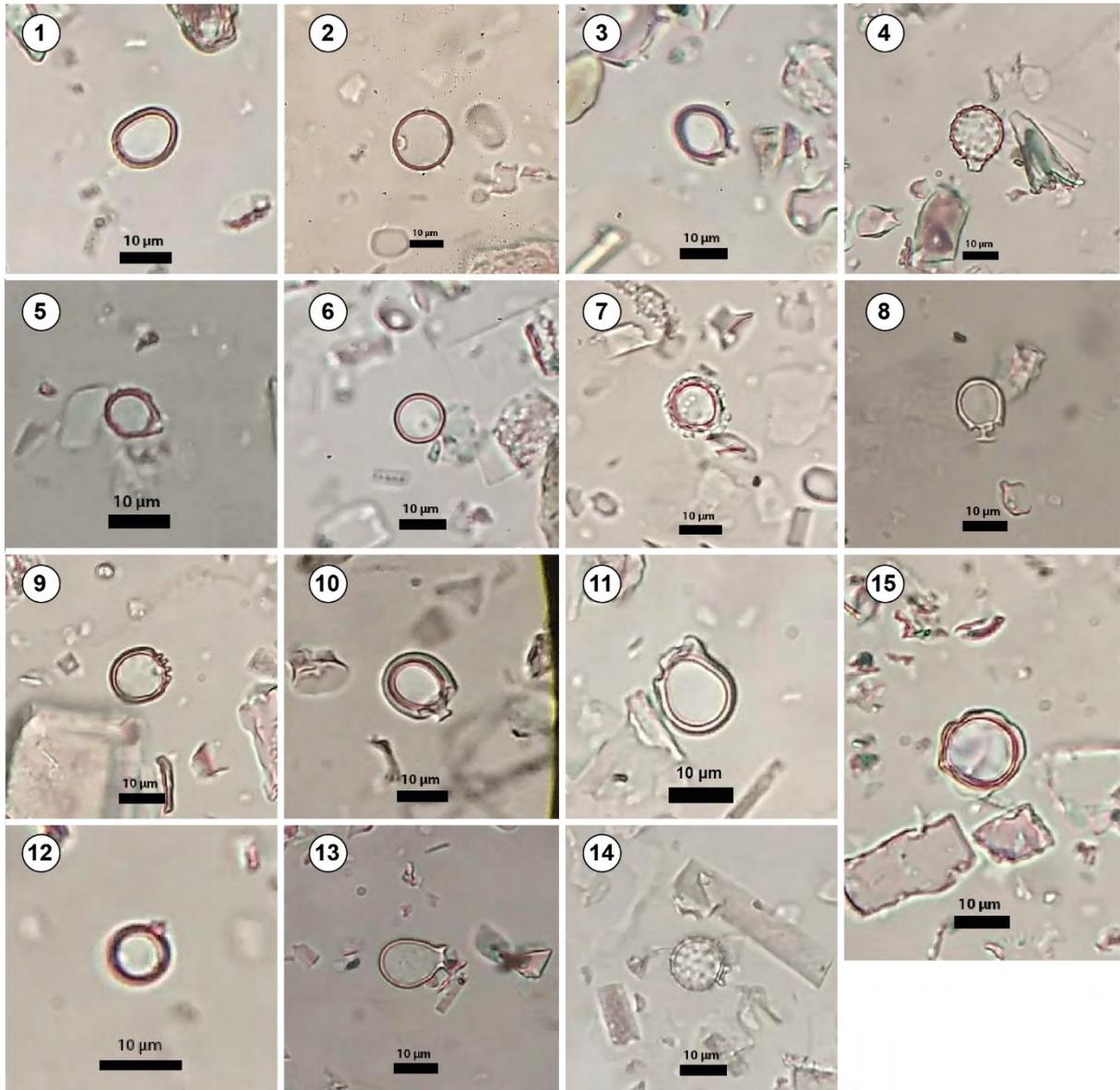
Se identificó un total de 35 taxones de diatomeas en los dos testigos. Mediante un análisis de agrupamiento se pudo identificar la presencia de dos zonas en LBS: las cuatro muestras ubicadas entre 23 y 1 cm de profundidad (ZdII) presentaron un ensamble de diatomeas significativamente diferente al de la muestra superficial (ZdI) (Figura 4.6). Esta diferencia refleja el cambio de un ensamble dominado por taxones de diatomeas epífitas (*Gomphonema* spp.) y aerófitas (*Hantzschia amphyoaxis* y *Luthicola mutica*) en ZdII a uno de carácter planctónico en el material más reciente de la ZdI (dominado por *Cyclotella meneghiniana* y *Aulacoseira granulata*) (Figura 4.8). Mientras que en LBN, las muestras inferiores del testigo (26-36 cm) no contenían diatomeas, el resto del testigo fue agrupado en 3 zonas: ZdIII (16—26 cm), ZdII (11—16 cm) y ZdI (0—11 cm) (Figura 4.6). Donde ZdIII presentó un ensamble dominado por taxones de diatomeas epífitas (*Gomphonema* spp.). En ZdII se observó un incremento en la abundancia de *Nitzschia palea*, de carácter béntico. Por último, en el tramo superior del testigo, se registró un aumento en la abundancia de otros géneros con modo de vida béntico como *Pinnularia marchica*, *Sellaphora pupula* y *Luthicola mutica* (Figura 4.8).



**Figura 4.8.** Diatomeas (MCF x1000): **1**, *Hantzchia amphyoxis*; **2**, *Nitzchia palea*; **3—4**, *Craticula ambigua*; **5**, *Gomphonema parvulum*; **6**, *Gomphonema gracile*; **7—8**, *Luticola mutica*; **9**, *Encyonema silesiaca*; **10**, *Eunotia major*; **11**, *Pinularia marchica*; **12**, *Sellaphora pupula*; **13**, *Hipoddonta Uruguayensis*; **14**, *Pinularia viridiformis*; **15**, *Aulacoseira granulata*; **16**, *Cyclotella meneghiniana*.

### ***Quistes de crisofitas***

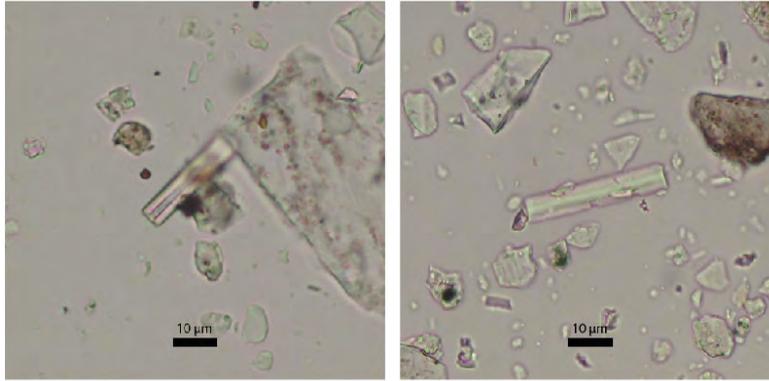
Los quistes de crisofitas se encontraron como un componente traza, conformando menos del 1 % de la fracción mineral. Se identificaron 14 tipos de quistes (Figura 4.9), de los cuales 7 pudieron ser ubicados en la clasificación numérica del ISWG: 116, 295, 135, 204, 181, 80, 62; y 9 fueron previamente descritos por Frenguelli (1925-1955) en los sedimentos del Cenozoico superior del sudeste bonaerense (*Clericia volvocina* var. *Cervicula*, *Outesia torquata*, *Clericia complexa*, *Clericia cristata*, *Clericia complexa* var. *obtecta*, *Clericia hirsuta*, *Clericia complexa* var. *appendiculata*, *Clericia spinigera*, *Clericia miramaris* var. *pulchella*). Solo el quiste 204 tiene afinidad biológica conocida, producido por *Uroglena volvox Ehrenberg*. Los quistes 62, 80, 181, 204 y 295 son mencionados por primera vez en Argentina.



**Figura 4.9.** Quistes de crisofitas (MO 450x): **1**, *Clericia stanleyi*; **2**, Quiste 62; **3**, Quiste 204; **4**, *Clericia spinigera*; **5**, *Clericia miramaris* var. *pulchella*; **6**, Quiste 181; **7**, *Clericia hirsuta*; **8**, *Clericia complexa* var. *appendiculata*; **9**, *Clericia cristata*; **10**, *Clericia complexa* var. *obtecta*; **11**, *Clericia complexa* (Quiste 135); **12**, *Clericia volvocina* var. *Cervicula* (Quiste 116); **13**, *Outesia torquata*; **14**, Quiste 80; **15**, Quiste 295.

### *Espículas de esponjas*

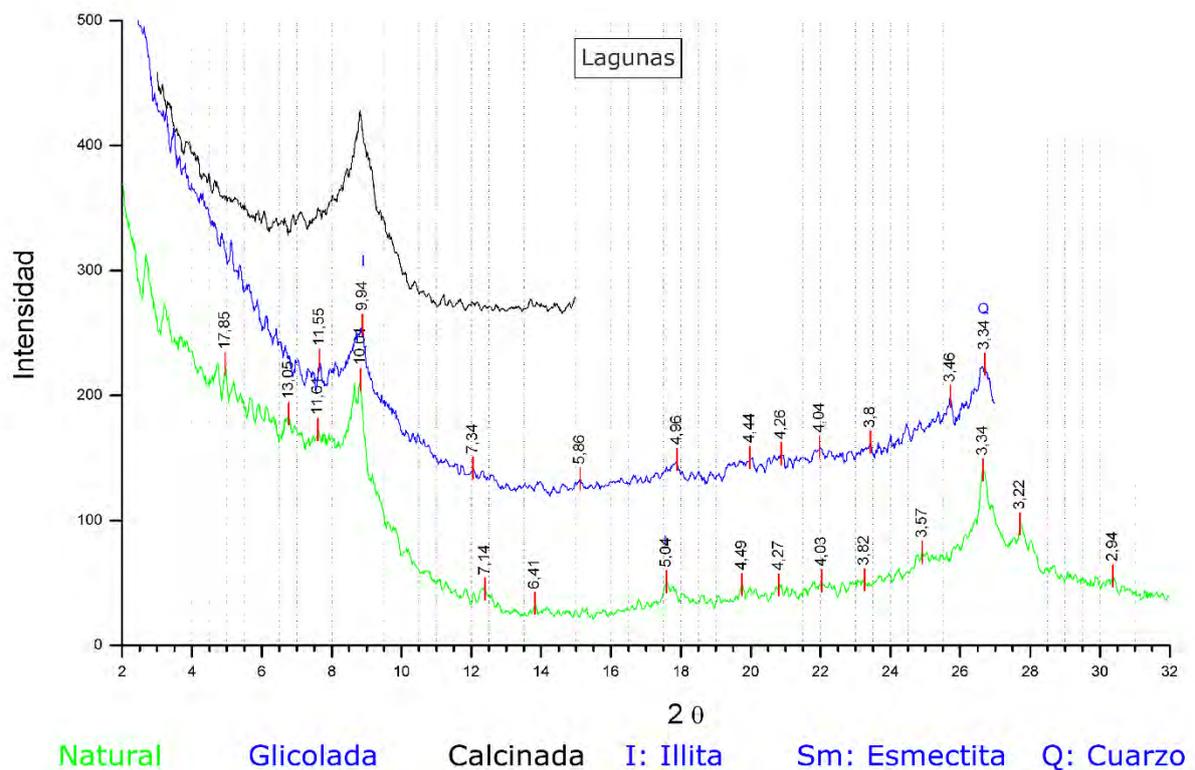
Las espículas de esponjas de agua dulce se encontraron como un componente traza, representado solo por fragmentos de megascleras (Figura 4.10).



**Figura 4.10.** Fragmentos de megascleras halladas en ambientes lénticos (MO 450x).

### Arcillas

La fracción arcilla fue analizada mediante difracción de rayos X, donde se pudo identificar illita como especie mineral dominante (Figura 4.11).



**Figura 4.11.** Difractograma de rayos X de arcillas en sedimentos de las lagunas.

# CAPÍTULO V

## PERFIL ESCALERA BARRANCA LOS LOBOS

### 5.1 Introducción y antecedentes

El Perfil Escalera Barranca Los Lobos (**PEBL**) se encuentra ubicado en la Costa Atlántica al sur de Mar del Plata, a metros del km 536 de la Ruta Provincial N° 11 ( $38^{\circ}08'22''$  S,  $57^{\circ}36'30''$  O). Allí el frente acantilado alcanza los 23 msnm de altura, y es accesible en toda su extensión vertical mediante una escalera de hormigón construida en 1946 como acceso a un sector de playa inexistente en la actualidad. Originalmente la escalera presentaba pasamanos de lapacho y pilastras de estilo colonial, aunque en la actualidad solo se encuentran los deteriorados escalones de hormigón que descienden hasta una pequeña plataforma de abrasión expuesta durante los períodos de marea baja (Figura 5.1). Debido a su accesibilidad y potencia vertical, el perfil ha sido objeto de estudio en numerosas oportunidades.



**Figura 5.1.** Escalera Barranca Los Lobos. A la izquierda fotos del archivo histórico del diario La Capital “Fotos de familia”, circa 1930, previo a la construcción de la escalera de hormigón. A la derecha foto del estado actual.

### **5.1.1 Estratigrafía**

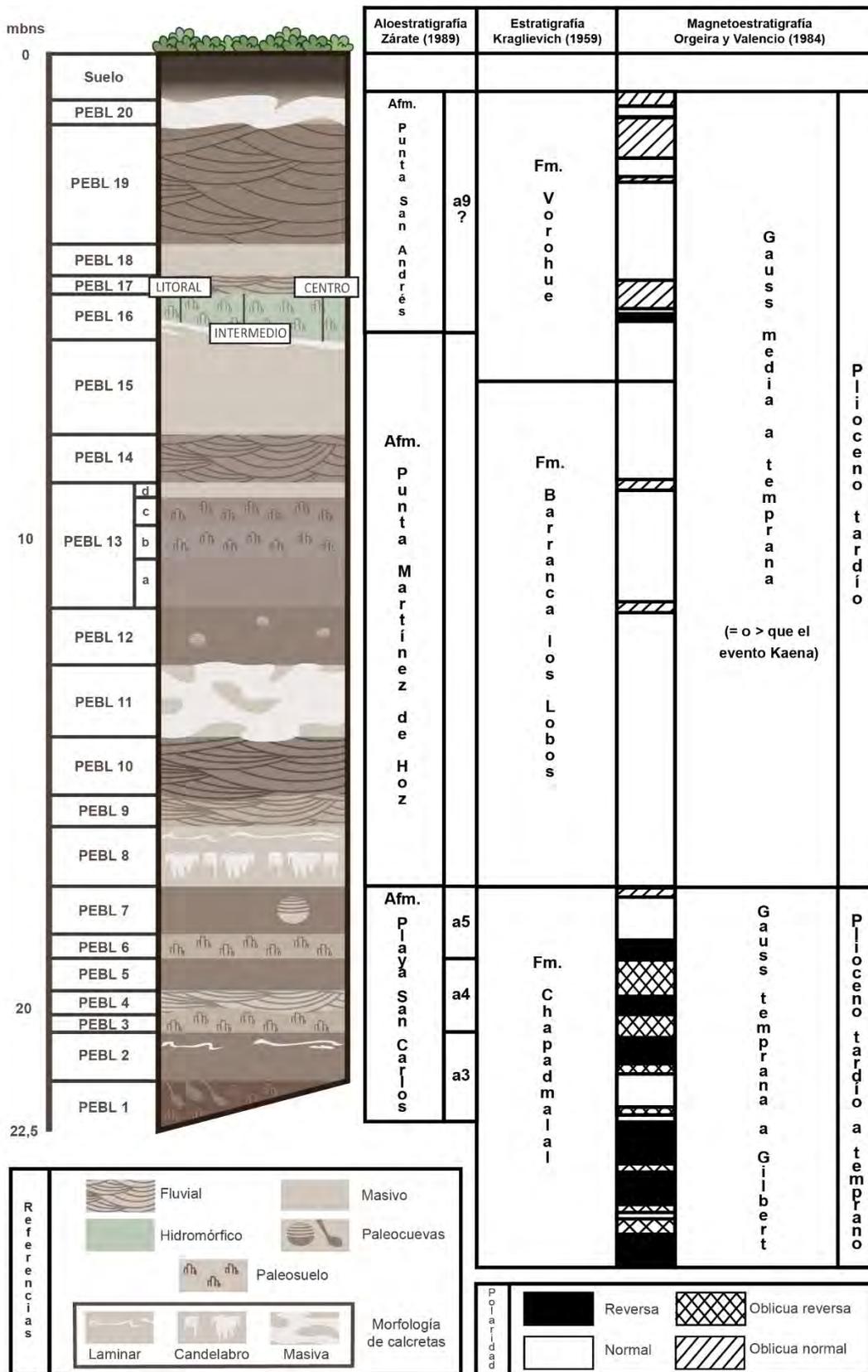
Según el esquema estratigráfico de Kraglievich (1952,1959), la base del perfil está compuesta por la parte superior de la Fm. Chapadmalal. Sobre esta, apoya en discordancia erosiva la Fm. Barranca Los Lobos. Finalmente completa el perfil la Fm. Vorohue, depositada luego de otro período de erosión (Figura 5.2).

### **5.1.2 Aloestratigrafía**

Según el esquema aloestratigráfico propuesto por Zárate (1989), la base del perfil está conformada por la Afm. Playa San Carlos. Por encima apoya en discordancia erosiva, marcada por la presencia de paleocanales, la Afm. Punta Martínez de Hoz. El perfil culmina luego de otra fase erosiva, sobre la cual se reconocen los alomembros superiores de la Afm. Punta San Andrés (Figura 5.2).

### **5.1.3 Magnetoestratigrafía**

La magnetoestratigrafía del perfil fue estudiada por Orgeira y Valencio (1984) y Orgeira (1990), quienes interpretaron una edad magnética Gauss temprana a Gilbert para la base del perfil (3,6—4 Ma AP) y Gauss temprana a media para la parte superior (Figura 5.2). Sin embargo, la edad de la base del perfil fue discutida posteriormente por Zárate *et al.* (1998b), quienes basados en datos de paleomagnetismo y datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  infirieron una antigüedad de 4—5 Ma AP.



**Figura 5.2.** Diagrama columnar de la ubicación de las secciones muestrales para el estudio de microfósiles en PEBL, y su relación con los esquemas aloestratigráfico, estratigráfico y magnetoestratigráfico.

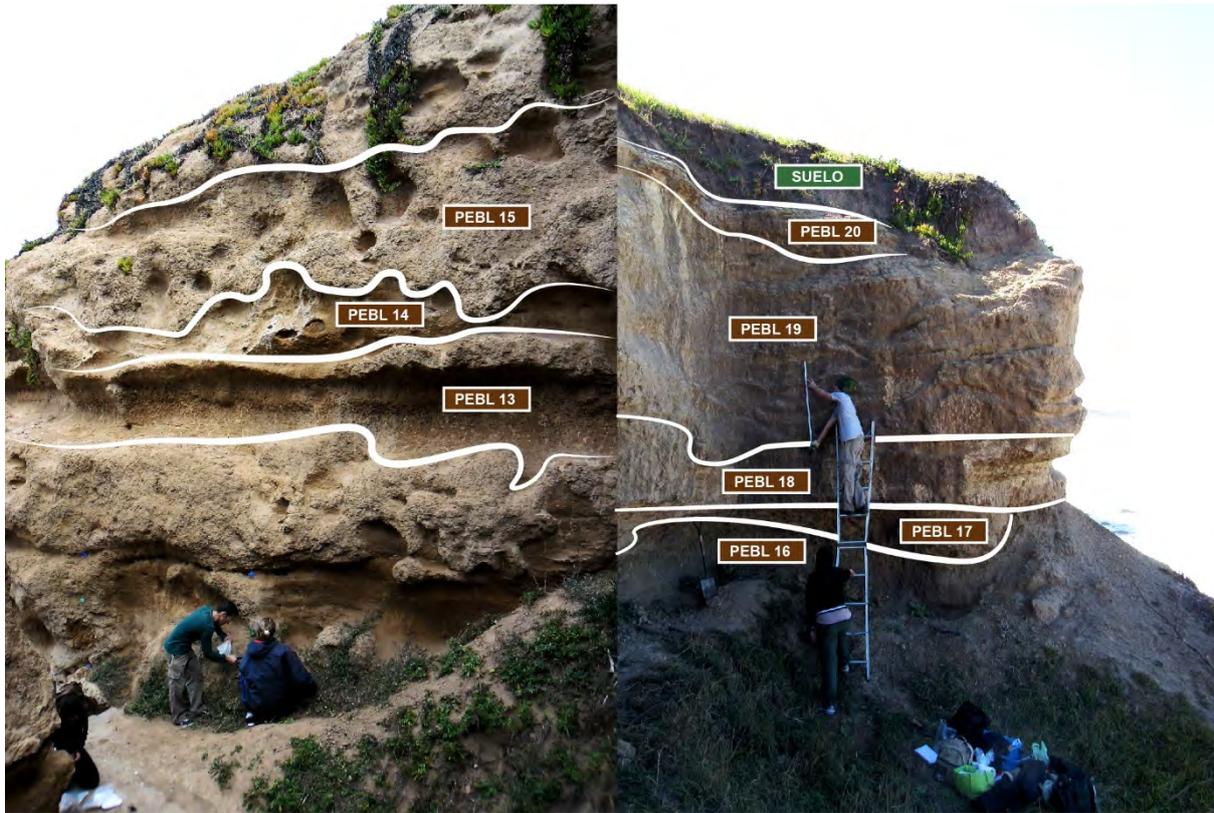
## 5.2 Resultados

### 5.2.1 Características generales del Perfil Escalera Barranca Los Lobos

El perfil fue dividido en 20 secciones muestrales (Figura 5.3a y b), diferenciadas en base a las características morfológicas de los depósitos (Tabla 5.1), y sobre las cuales se interpretaron los ambientes sedimentarios. Se reconocieron en el perfil, paleosuelos argílicos, depósitos eólicos y fluvio-eólicos. De las secciones definidas, 13 poseían una potencia mayor a 1 m, por lo cual fueron subdivididas. Así mismo, se realizó un muestreo de detalle en una sección lentiforme con rasgos hidromórficos (PEBL 16) (Figura 5.3b). Allí, se recolectaron muestras cada 10 cm en 3 sectores espaciados lateralmente y de diferente potencia, buscando representar distintas áreas del paleohumedal (zona litoral, intermedia y céntrica).



**Figura 5.3a.** División de secciones muestrales en la parte inferior de PEBL.



**Figura 5.3b.** División de secciones muestrales en la parte superior de PEBL.

Durante el trabajo de campo, se identificaron 5 paleosuelos argílicos en base a la presencia de estructuras prismáticas y dominante textura arcillosa (PEBL 1, 3, 6, 13 y 16) (Figura 5.4). Estas secciones presentaron carácter regional y espesor regular, con excepción de PEBL 16, de expresión localizada y potencia variable (hasta 1,10 m) definida por su forma de lenticular.

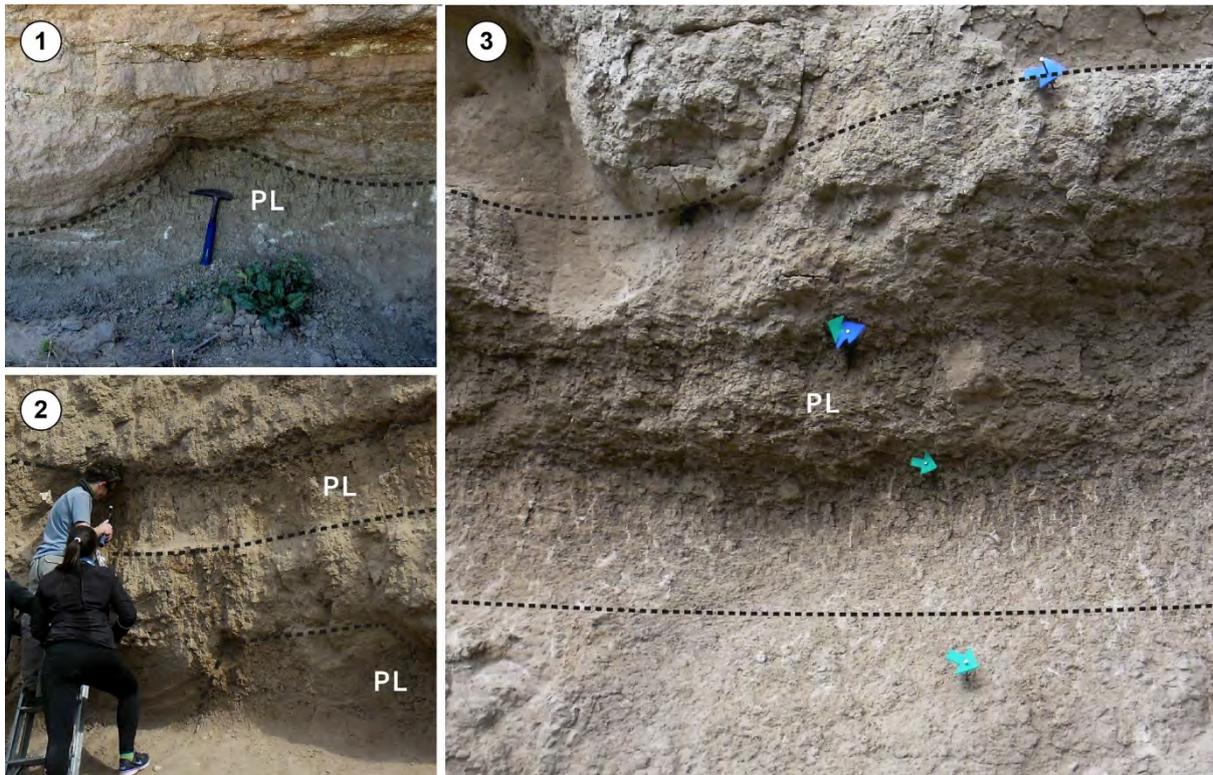
En la parte inferior del perfil, el paleosuelo argílico identificado como PEBL 1 se caracterizó por poseer abundantes paleocuevas de diámetros menores a 0,5 m. La base de esta sección no se encontró aflorando en el perfil, e incluso toda esta sección suele quedar sumergida durante los períodos de marea alta.

Sobre la plataforma de abrasión fue posible acceder a otros dos paleosuelos argílicos de 0,5 m de potencia: PEBL 3, cuya superficie superior se encuentra erosionada por paleocanales; y PEBL 6 que se encuentra entre dos paquetes de depósitos con aspecto masivo (Figura 5.4).

En la parte media del perfil se halló el paleosuelo argílico de mayor potencia, PEBL 13, que se dividió en cuatro subsecciones con los siguientes espesores A: 1 m, B: 0,7 m, C: 0,6 m,

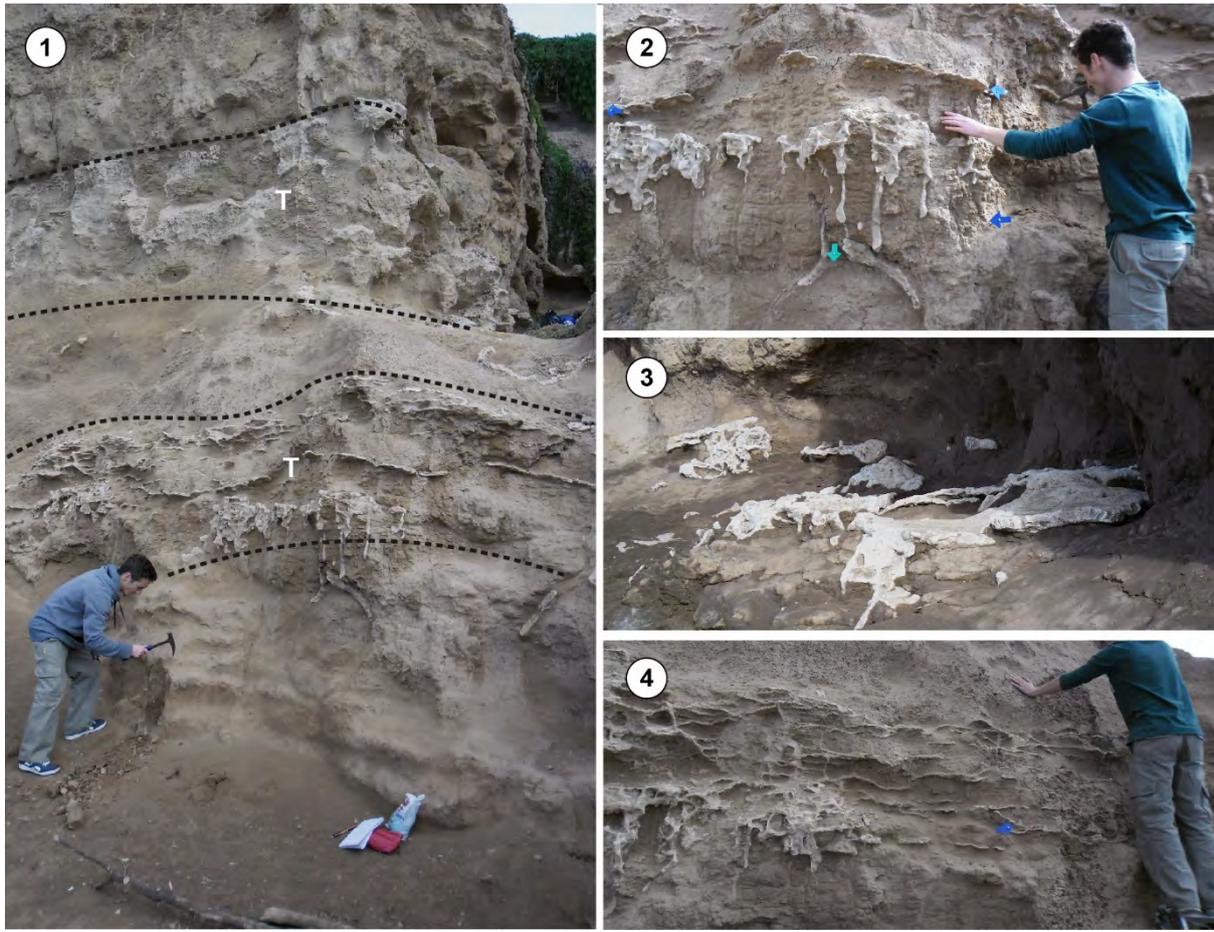
D: 0,3 m, de los cuales B y C presentaron estructura prismática. El límite superior de la sección se halló erosionado por paleocanales (Figura 5.4).

En la parte superior del perfil, se describió el paleosuelo argílico PEBL 16, donde se identificaron rasgos hidromórficos como colores gley, nódulos y moteados de Fe/Mn. El límite inferior coincidió con un depósito de carbonato de calcio, mientras que el límite superior se encontró erosionado por paleocanales de la sección suprayacente (Figura 5.4).



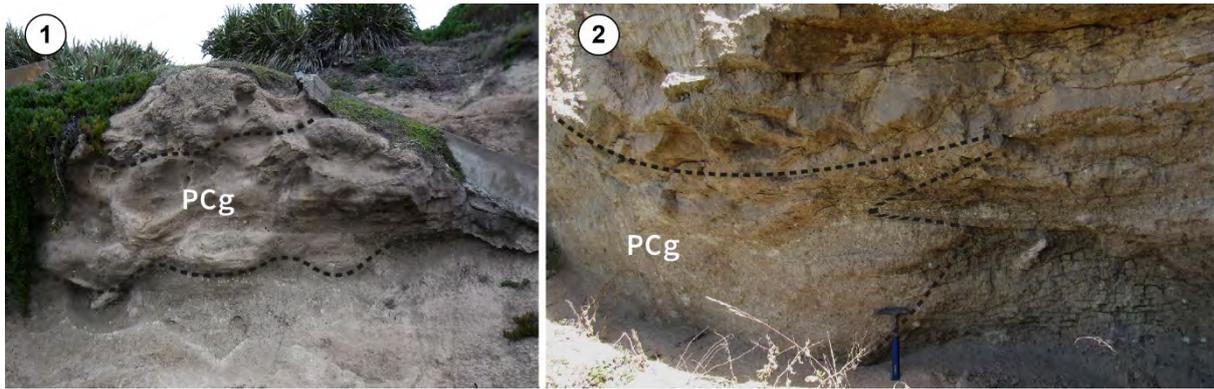
**Figura 5.4.** Detalle de estructura prismática en paleosuelos. PL = paleosuelo argílico. **1**, PEBL 16; **2**, PEBL 3 y 6; **3**, PEBL 13.

Se suman a los períodos de baja tasa de depositación indicados por los paleosuelos argílicos, otros dos hiatos reconocidos en base a la presencia de sendos depósitos de calcretas (PEBL 8 y 11). Mientras que también se encontraron calcretas con diferentes morfologías diseminadas a lo largo de todo el perfil (Figura 5.5).



**Figura 5.5.** Detalle depósitos de calcretas (T = Toscas). **1**, PEBL 8 y 11. Detalle de las diferentes morfologías: **2**, Calcretas en candelabro; **3**, Calcretas en planchones; **4**, Calcretas en enrejado.

Por su parte, gran parte del perfil se encontró integrado por depósitos de origen fluvial (PEBL 4, 9, 10, 14, 17 y 19). Estas secciones se encontraron constituidas por la superposición de paleocanales de hasta 1,5 m de potencia colmatados con gradación normal (Figura 5.6), o paleocanales de hasta 0,5 m de potencia con forma panda y estructura laminada (Figura 5.7).



**Figura 5.6.** Secciones muestrales de origen fluvial. PCg = Paleocanal con gradación normal.  
**1,** Superposición de paleocanales; **2,** Detalle de paleocanal



**Figura 5.7.** Secciones muestrales de origen fluvial. PCl = Paleocanal con laminación.  
**1,** Superposición de paleocanales; **2,** Detalle de paleocanal.

Mientras que las secciones PEBL 2, 5, 7, 12, 15 y 18 presentaron agregados con estructura en bloques, aspecto masivo, alto grado de bioturbación y paleocuevas de distintos tamaños (Figura 5.3a y b).

En PEBL 7, las paleocuevas halladas poseían hasta 1 m de diámetro (Figura 5.8). Se encontraron rellenas por sedimentos con estructura masiva y laminación en el tercio superior. El perímetro de las paleocuevas se halló parcialmente delimitado por depósitos de carbonato de calcio provenientes de depósitos suprayacentes. Los formadores han sido discutidos entre armadillos gigantes de los géneros *Pamphaterium*, *Eutatus* y *Proupapus* (Quintana, 1992), y milodontidos de los géneros *Scelidotherium* y *Glossotherium* (Zárate *et al.*, 1998a; Vizcaíno *et al.*, 2001).



**Figura 5.8.** Detalle paleocuevas de hasta 1 m de diámetro en PEBL 7.

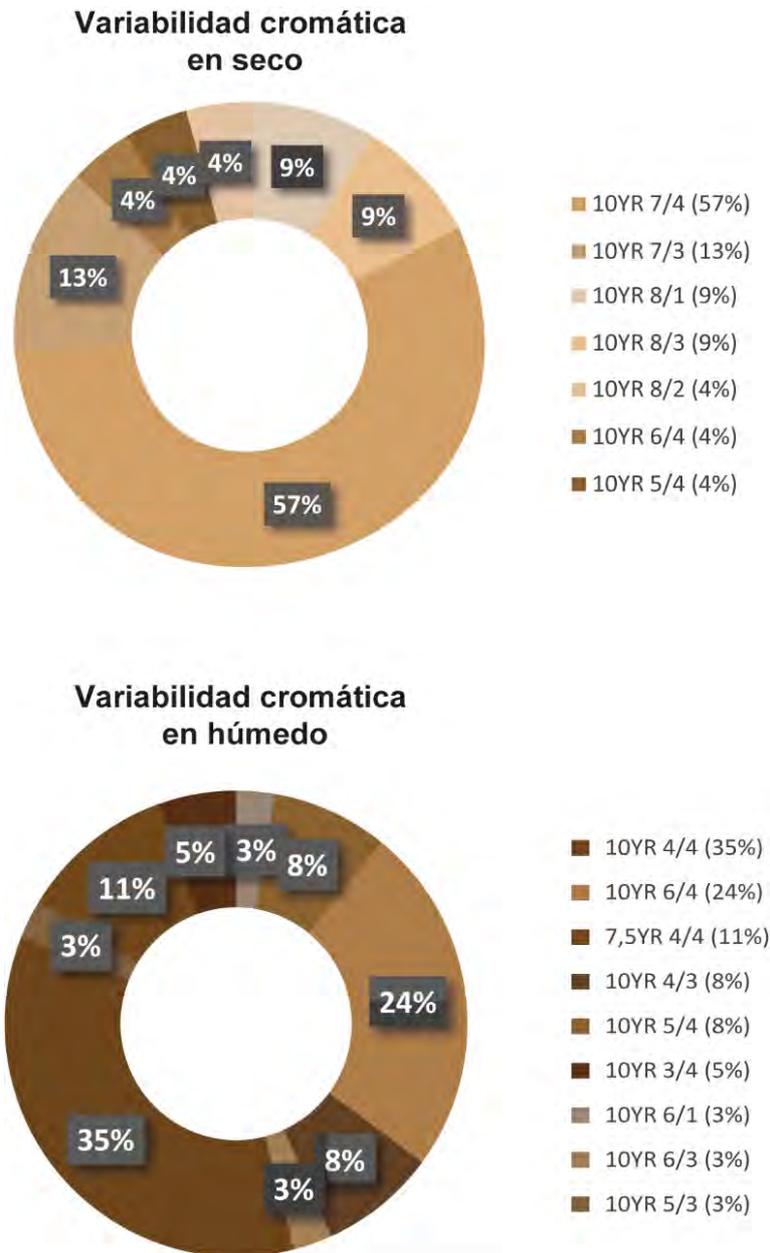
Otras paleocuevas de hasta 20 cm de diámetro se hallaron en abundancia en PEBL 1, 2, 11, 12, 14 y 15. Las mismas se encontraron rellenas comúnmente por depósitos con estructura masiva en la sección inferior y laminada en la superior (Figura 5.9). Las paleocuevas de PEBL 1 y 2 se han asignado a roedores del género *Actenomys* (Genise, 1989), mientras que las de PEBL 11, 12, 14 y 15 se atribuyen a *Lagostomus* (vizcacha moderna) (Cione *et al.*, 2015).



**Figura 5.9.** Estructura laminar en sección superior del relleno de paleocuevas.

### **5.2.2 Características morfológicas**

Las secciones del perfil presentaron una coloración casi uniforme. Los colores variaron en el rango 10YR 8/4 a 10YR 6/4 en seco, y de 10YR 4/4 a 10YR 3/4 en húmedo (Figura 5.10). Constituye una excepción la sección con rasgos hidromórficos (PEBL 16), de coloración gley 10YR 8/2 en seco y 10YR 6/1 en húmedo.



**Figura 5.10.** Variabilidad cromática de las secciones muestrales en PEBL.

En muestras de mano la textura dominante observada fue franco limosa y franco arcillo-limosa. En menor medida se encontraron depósitos franco limosos y franco arenosos en secciones con estructuras de sedimentación fluvial, y otros con arcilla dominante asociadas a rasgos pedogenéticos (Tabla 5.1).

La estructura de los agregados predominante en el perfil fue de bloques gruesos angulosos. Aunque también se encontraron estructuras de prismas medios-gruesos angulares a

subangulares en paleosuelos argílicos (Tabla 5.1; Figura 5.11). Con menor frecuencia se describieron estructuras laminadas, comúnmente asociadas a paleocanales pandos y a la sección superior del relleno de paleocuevas.



**Figura 5.11.** Estructuras presentes en las secciones muestrales de PEBL, reconocidas en muestra de mano.

La consistencia de los depósitos en condición seca varió entre dura a ligeramente dura, es decir, los agregados se rompieron a mano con dificultad. Mientras que, en condición húmeda, solo 1/3 de las secciones muestrales presentaron resistencia a la presión manual. La mayoría se desagregó con facilidad o incluso sin necesidad de aplicar fuerza (Tabla 5.1).

Todas las secciones poseían algún grado de porosidad, compuesta por poros finos a medios con abundancias entre medias y altas (Tabla 5.1; Figura 5.12). Los canalículos generalmente se encontraron interconectados entre sí, y aparecieron vacíos, rellenos o revestidos por  $\text{CaCO}_3$ , óxidos de Fe-Mn o arcillas.



**Figura 5.12.** Porosidad en PEBL. Agregados con porosidad fina a media abundante.

**Tabla 5.1. Descripción morfológica perfil Escalera Barranca Los Lobos**

PEB L	Color húmedo	Color seco	Textura	Estructura	Consistencia en húmedo	Consistencia en seco	Porosidad	Reacción con HCl	Adhesividad	Plasticidad	Observaciones
20 B	10YR 6/1	10YR 8/1	Franco arcillo limoso	Migajoso	Muy friable	Ligeramente duro	Finos comunes	x	Muy adhesivo	Muy plástico	Rasgos hidromórficos. Moteados y concreciones comunes
20 A	10YR 5/4	10YR 8/3	Franco	Prismas gruesos → Prismas medios angulares	Firme	Muy duro	Finos a medios comunes	xxx	No adhesivo	No plástico	Entoscado, bioturbaciones y moteados abundantes
19 B	10YR 3/4	10YR 7/4	Franco	Prismas gruesos → Prismas medios angulares	Muy friable	Ligeramente duro	Finos a medios abundantes	No	No adhesivo	Poco plástico	Bioturbaciones abundantes, canalículos recubiertos con óxidos
19 A	10YR 3/4	10YR 7/4	Franco arenoso	Prismas gruesos → Bloques medios angulares	Firme	Duro	Finos a medios comunes	x	No adhesivo	No plástico	Bioturbaciones abundantes, canalículos finos y moteados comunes finos
18	10YR 5/4	10YR 7/4	Franco arcillo limoso	Prismas gruesos → Bloques medios angulares	Friable	Ligeramente duro	Medios a gruesos poco comunes	xx	No adhesivo	No plástico	Moteados pequeños de óxidos
17 B	10YR 4/3	10YR 7/3	Franco arcilloso	Bloques gruesos → Bloques medios angulares	Muy friable	Duro	Finos a medios comunes	x	No adhesivo	No plástico	Porosidad gruesa, clastos de carbonato gruesos poco comunes
17 A	10YR 5/4	10YR 7/3	Franco limoso	Prismas gruesos → Prismas medios angulares	Muy friable	Ligeramente duro	Finos a medios comunes	x	No adhesivo	No plástico	Textura gruesa, consistencia frágil, moteados comunes, intraclastos de arcilla y clastos de carbonato comunes
16 B	10YR 6/1	10YR 8/1	Arcillo limoso	Prismas gruesos → Prismas medios subangulares angulares	Friable	Ligeramente duro	Finos a medios abundantes	x	Adhesivo	Plástico	Rasgos hidromórficos, moteados comunes, raíces y canalículos con revestimientos de óxidos rojizos

16 A	10YR 6/1	10YR 8/2	Arcillo limoso	Prismas muy gruesos → Prismas gruesos subangulares angulares	Muy friable	Blando	Finos a medios comunes	x	Adhesivo	Plástico	Rasgos hidromórficos, moteados abundantes, sectores carbonatados, canalículos comunes y con revestimientos de óxidos rojizos
15 B	10YR 3/4	10YR 6/4	Franco	Bloques gruesos → Bloques gruesos angulares angulares	Firme	Duro	Finos a medios abundantes	No	No adhesivo	No plástico	Moteados comunes. Canalículos abundantes, rellenos con carbonatos. Muy bioturbado
15 A	10YR 4/3	10YR 8/3	Franco limoso	Prismas gruesos → Bloques gruesos angulares angulares	Friable	Ligeramente duro	Finos a medios abundantes	X	No adhesivo	No plástico	Moteados comunes, finos y precisos. Canalículos abundantes. Muy bioturbado, con sectores laminados
14	10YR 4/4	10YR 7/4	Franco	Prismas gruesos → Prismas gruesos subangulares angulares	Firme	Duro	Finos a medio comunes	No	No adhesivo	No plástico	Moteados comunes, finos y difusos. Canalículos abundantes
13 D	10YR 4/4	10YR 5/4	Franco	Bloques gruesos → Bloques medios subangulares angulares	Firme	Duro	Finos a medio comunes	x	Ligeramente adhesivo	Plástico	Moteados comunes, canalículos comunes rellenos con carbonatos
13 C	10YR 4/4	10YR 8/4	Franco arcillo limoso	Bloques gruesos → Bloques medios angulares angulares	Friable	Duro	Finos a medios abundantes	x	Ligeramente adhesivo	Ligeramen te plástico	Moteados abundantes, finos y precisos, canalículos comunes rellenos con carbonatos
13 B	10YR 4/4	10YR 7/4	Franco	Prismas gruesos → Prismas medios angulares angulares	Firme	Muy duro	Finos a medio comunes	x	Ligeramente adhesivo	No plástico	Moteados y canalículos comunes
13 A	10YR 3/4	10YR 7/4	Franco	Prismas gruesos ---> Bloques gruesos subangulares angulares	Firme	Duro	Finos a medios abundantes	x	Ligeramente adhesivo	Ligeramen te plástico	Moteados comunes, canalículos abundantes rellenos con carbonatos, arcillas u óxidos
12 B	10YR 4/4	10YR 7/4	Franco limoso	Prismas gruesos → Bloques gruesos angulares angulares	Firme	Ligeramente duro	Finos a medios abundantes	x	No adhesivo	Plástico	Moteados comunes, finos y precisos, canalículos abundantes revestidos con óxidos
12 A	10YR 3/4	10YR 8/4	Franco limoso	Prismas gruesos → Bloques gruesos angulares angulares	Muy friable	Ligeramente duro	Finos a medios comunes	No	Ligeramente adhesivo	Plástico	Moteados comunes, finos y débiles. Canalículos comunes

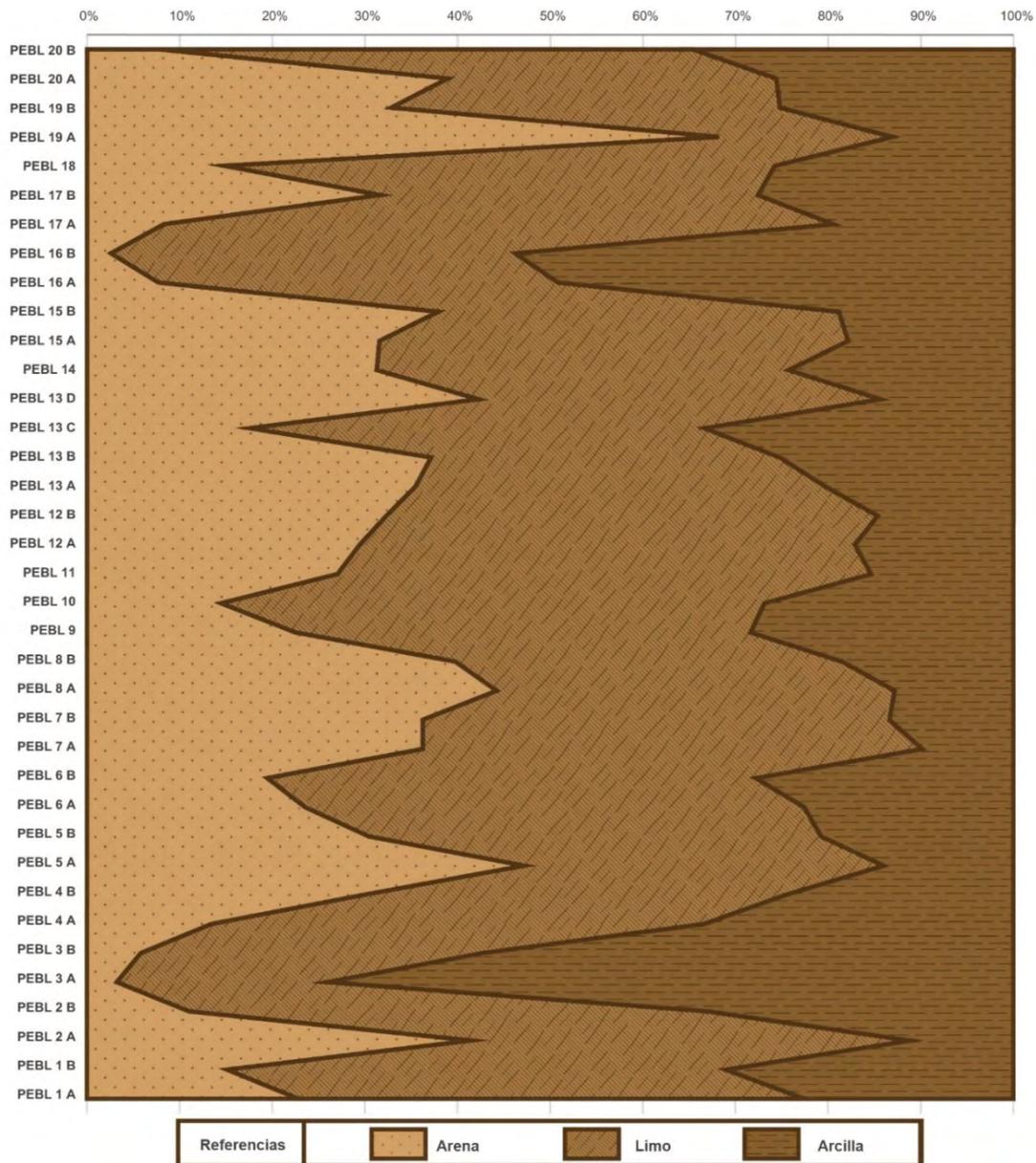
11	10YR 3/4	10YR 7/4	Franco limoso	Prismas gruesos → Bloques gruesos subangulares angulares	Friable	Duro	Finos a medios comunes	x	Ligeramente adhesivo	Plástico	Canalículos comunes
10	10YR 4/4	10YR 8/4	Franco arcillo limoso	Bloques muy gruesos → Bloques gruesos subangulares angulares	Muy friable	Ligeramente duro	Finos a medios comunes	No	Ligeramente adhesivo	Plástico	Canalículos comunes
9	10YR 4/4	10YR 8/4	Franco arcillo limoso	Bloques muy gruesos → Bloques gruesos angulares angulares	Friable	Duro	Finos escasos	x	Ligeramente adhesivo	No plástico	Moteados comunes con colores tornasolados
8 B	10YR 3/4	10YR 8/4	Franco	Bloques gruesos → Bloques gruesos angulares angulares	Firme	Muy duro	Finos a medios comunes	x	Ligeramente adhesivo	Plástico	Moteados comunes, finos y débiles. Canalículos comunes
8 A	10YR 4/4	10YR 7/4	Franco	Prismas muy gruesos → Bloques gruesos angulares angulares	Firme	Extremadam ente duro	Finos a medios abundantes	No	Ligeramente adhesivo	Ligeramen te plástico	Moteados comunes, finos y débiles. Canalículos comunes
7 B	10YR 4/4	10YR 8/4	Franco limoso	Bloques muy gruesos → Bloques gruesos subangulares angulares	Friable	Ligeramente duro	Medios comunes	No	Ligeramente adhesivo	No plástico	Moteados comunes, finos y débiles. Canalículos comunes
7 A	10YR 3/4	10YR 7/4	Franco limoso	Bloques muy gruesos → Bloques gruesos angulares angulares	Firme	Duro	Finos a medios abundantes	No	No adhesivo	No plástico	Moteados comunes, finos y precisos. Canalículos comunes
6 B	7,5YR 4/4	10YR 8/4	Franco arcilloso	Prismas medios → Bloques medios angulares angulares	Muy Friable	Ligeramente duro	Finos a medios comunes	No	No adhesivo	No plástico	Canalículos huecos
6 A	7,5YR 4/4	10YR 7/4	Franco arcilloso	Prismas medios → Bloques medios angulares angulares	Muy Friable	Ligeramente duro	Finos a medios comunes	No	No adhesivo	No plástico	Canalículos huecos
5 B	7,5YR 4/4	10YR 8/4	Franco limoso	Prismas medios → Bloques medios angulares angulares	Friable	Ligeramente duro	Finos a medios poco comunes	No	No adhesivo	No plástico	Canalículos finos revestidos de arcilla

5 A	10YR 4/4	10YR 7/4	Franco	Prismas gruesos → Bloques medios angulares                      angulares	Muy Firme	Duro	Finos a medios comunes	No	No adhesivo	No plástico	Canalículos finos revestidos de arcilla
4 B	10YR 4/4	10YR 8/4	Franco limoso	Bloques muy gruesos → Bloques gruesos angulares                      angulares	Friable	Ligeramente duro	Finos a medios abundantes	No	No adhesivo	No plástico	Moteados abundantes y canalículos revestidos con óxidos o arcilla
4 A	10YR 4/4	10YR 8/4	Franco arcillo limoso	Bloques muy gruesos → Bloques gruesos angulares                      angulares	Firme	Ligeramente duro	Finos a medios abundantes	No	No adhesivo	Poco plástico	Canalículos abundantes revestidos con óxidos
3 B	10YR 6/4	10YR 8/4	Arcilloso	Bloques gruesos → Prismas medios angulares                      angulares	Friable	Duro	Finos a medios comunes	No	Adhesivo	Plástico	Arcillosa
3 A	10YR 6/4	10YR 8/4	Arcilloso	Bloques gruesos → Bloques finos angulares                      angulares	Firme	Duro	Finos a medios comunes	No	Adhesivo	Plástico	Arcillosa y moteados finos comunes
2 B	10YR 3/4	10YR 8/4	Franco arcillo limoso	Bloques gruesos → Bloques medios angulares                      angulares	Firme	Duro	Finos a medios abundantes	No	No adhesivo	No plástico	Masivo
2 A	10YR 4/3	10YR 7/3	Franco arcillo limoso	Laminado	Friable	Duro	Finos a gruesos comunes	No	Ligeramente adhesivo	No plástico	Laminado
1 B	10YR 4/4	10YR 8/4	Franco arcillo limoso	Prismas gruesos → Bloques medios angulares                      angulares	Friable	Muy duro	Finos a gruesos comunes	No	Adhesivo	Plástico	Arcillosa y bioturbaciones abundantes
1 A	7,5YR 4/4	10YR 7/4	Franco arcillo limoso	Prismas gruesos → Prismas medios angulares                      angulares	Friable	Ligeramente duro	Finos a medios comunes	No	No adhesivo	No plástico	Moteados comunes, finos y débiles. Canalículos comunes

### 5.2.3 Características físicas

#### Análisis granulométrico

A lo largo del perfil, las fracciones granulométricas tuvieron una distribución promedio de 30 % arena, 50 % limo y 20 % arcilla (con 10 % de variabilidad). Sin embargo, se encontró una sección compuesta por 70 % de arena (PEBL 19, de origen fluvial con estratificación entrecruzada). Mientras que el paleosuelo argílico en la base del perfil (PEBL 3) y la sección con rasgos hidromórficos (PEBL 16) presentaron los mayores contenidos de arcilla (> 50 %)



**Figura 5.13.** Composición textural de las secciones muestrales de PEBL obtenida por método de tamizado y pipeteo.

## 5.2.4 Características químicas

### pH en pasta saturada

El pH obtenido de pasta saturada en proporción 1:1 y 1:2,5 fue en promedio 7,15 y 7,27 respectivamente. La variabilidad de esta condición entre las secciones muestrales fue baja (Tabla 5.2).

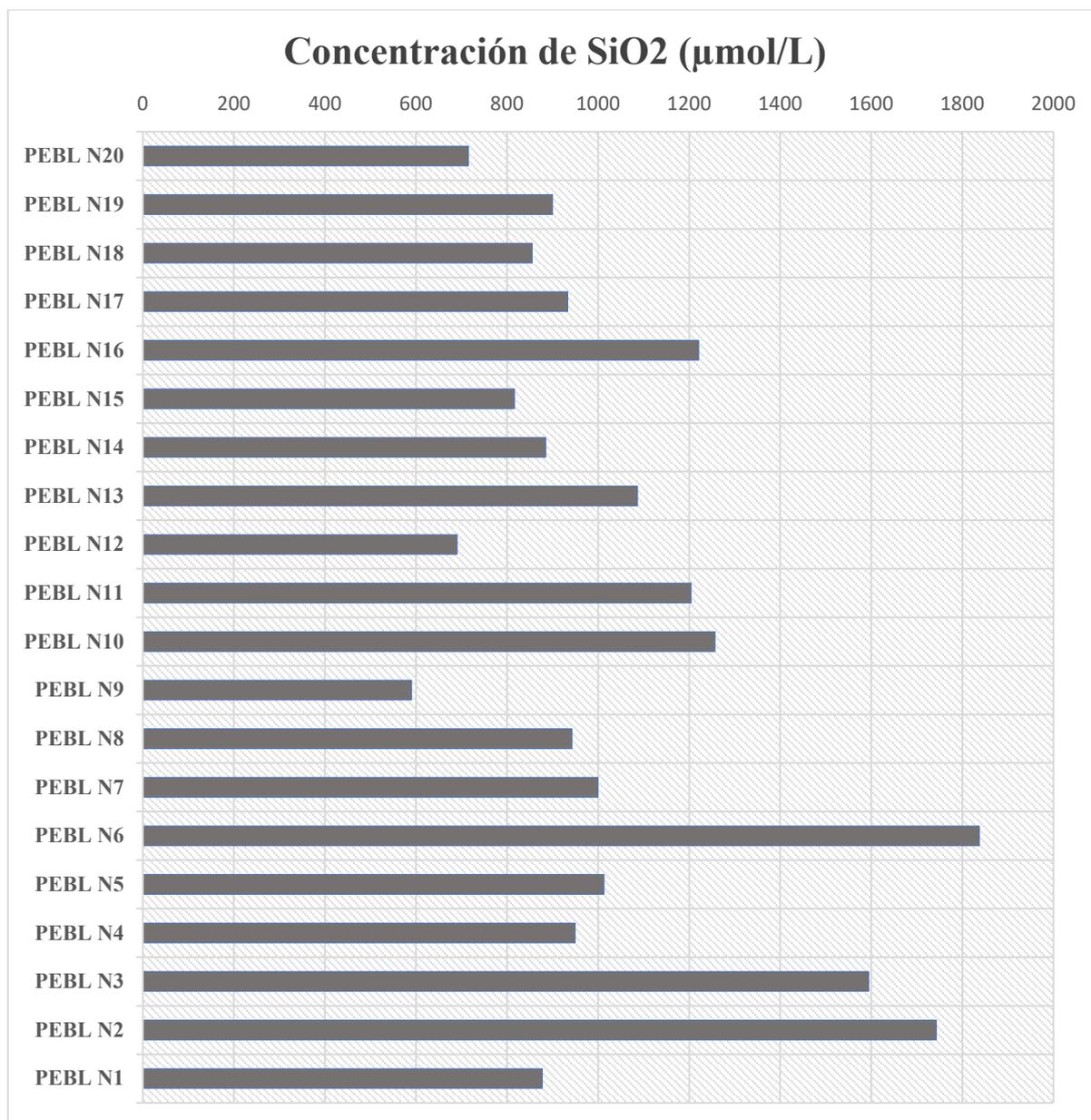
PEBL 20	6,14	6,96
PEBL 19	7,21	7,25
PEBL 18	7	7,04
PEBL 17	7,1	7,13
PEBL 16	7,03	7,18
PEBL 15	7,54	7,6
PEBL 14	7,8	7,83
PEBL 13	7,09	7,12
PEBL 12	6,8	7,01
PEBL 11	7,14	7,21
PEBL 10	7,44	7,58
PEBL 9	7,15	7,2
PEBL 8	6,7	7,06
PEBL 7	7,02	7,08
PEBL 6	7,04	7,13
PEBL 5	7,51	7,56
PEBL 4	7,41	7,52
PEBL 3	7,06	7,17
PEBL 2	6,94	7,11
PEBL 1	7,97	7,65

**Tabla 5.2.** Valores de pH de las secciones muestrales de PEBL.

### Sílice disuelta en pasta saturada

La concentración de sílice disuelta fue en promedio de  $1056 \pm 343,9$   $\mu\text{mol/L}$ . Los valores más bajos fueron hallados en PEBL 9 (590  $\mu\text{mol/L}$ ), mientras que los mayores se encontraron en PEBL 6 (1838  $\mu\text{mol/L}$ ) (Figura 5.14).

Las secciones identificadas como paleosuelos argílicos (PEBL 3, 6, 13 y 16) presentaron concentraciones por encima de la media.



**Figura 5.14.** Concentración de sílice disuelta de las secciones muestrales de PEBL.

### 5.2.5 Características mineralógicas

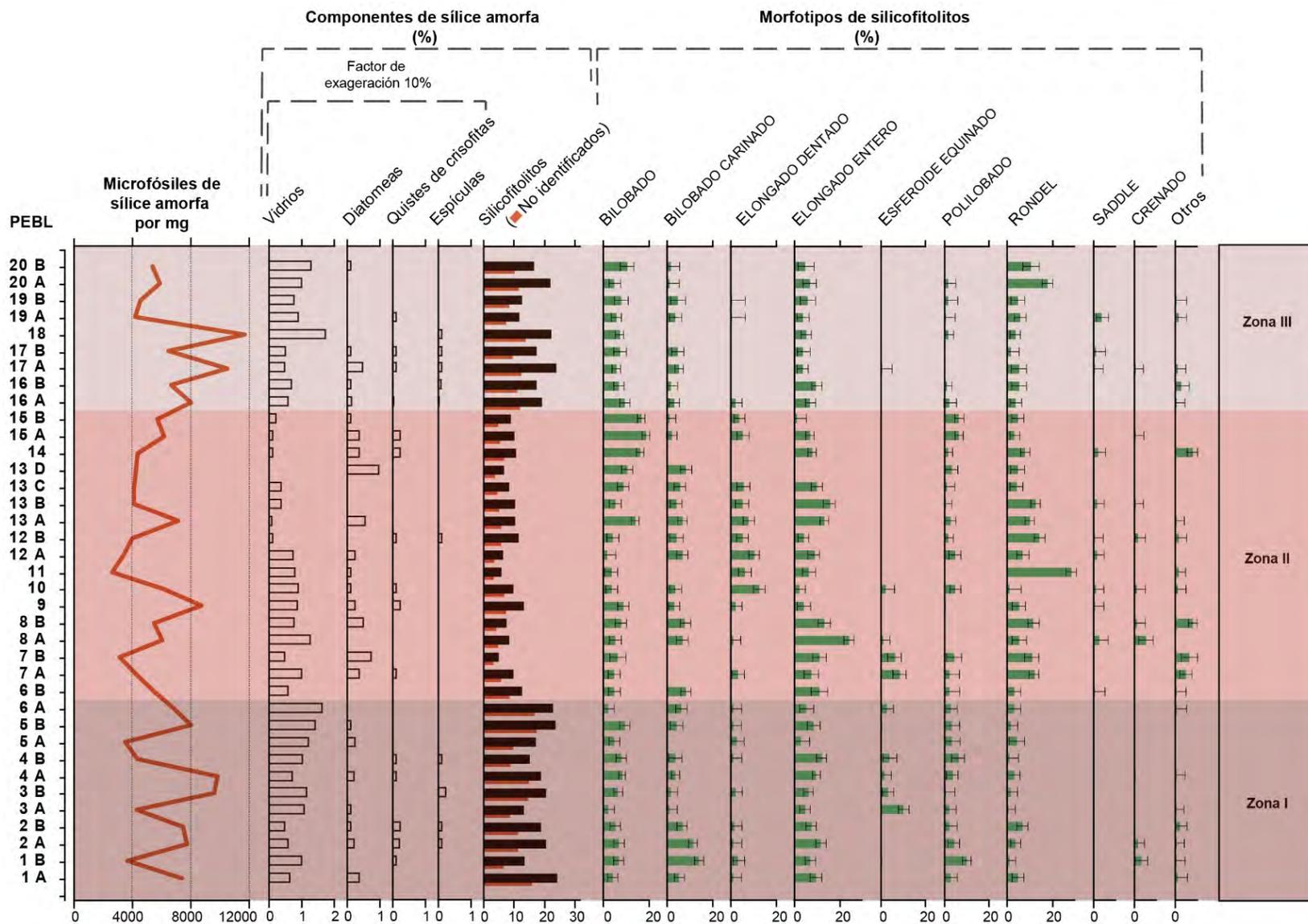
#### Contenido de sílice amorfa

Todas las secciones muestrales del perfil contenían partículas de sílice amorfa. En promedio representaron  $16,1 \pm 6$  % de la muestra total, llegando al 26 % en la sección con mayor abundancia (Figura 5.15).

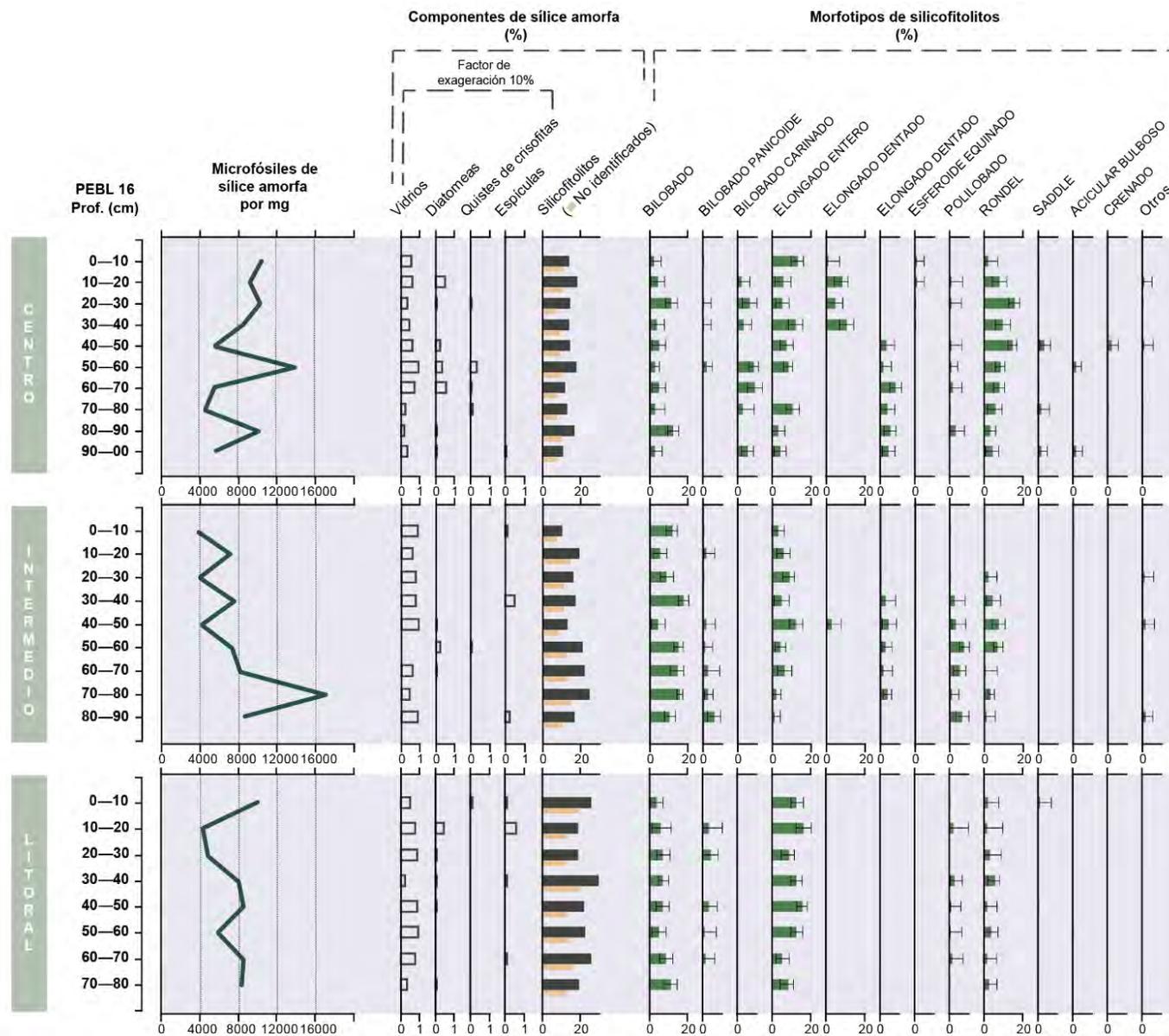
La abundancia estimada de microfósiles de sílice amorfa por mg de muestra total promedio fue 6600 unidades. La mínima calculada fue 3100 (PEBL 11) y la máxima 10 500 (PEBL 18). Los microfósiles estuvieron mayormente constituidos por silicofitolitos, los cuales representaron en promedio el  $14,8 \pm 5,9$  % de la muestra total, alcanzando el valor máximo de 24 % en PEBL 1, 5, 6 y 17 (Figura 5.15).

Diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de esponjas se encontraron en abundancias menores al 1 % en todo el perfil (Figura 5.15).

De igual manera, en el análisis de detalle realizado en el paleosuelo hidromórfico (PEBL 16), el contenido de microfósiles de sílice amorfa estuvo dominado por silicofitolitos, aunque con abundancias mayores al promedio general del perfil (valor medio =  $18,5 \pm 4,9$  %), y donde se encontró el valor máximo (30 %) (Figura 5.16). A pesar de haber sido interpretado como un ambiente depositacional acuático, los microfósiles de sílice amorfa producidos por diatomeas, crisofitas y poríferos se encontraron en abundancias menores al 1 %, aunque presentes en la mayoría de las muestras (Figura 5.16).



**Figura 5.15.** Componentes de sílice amorfa en muestra total y abundancia relativa de morfotipos de silicofitolitos en PEBL.



**Figura 5.16.** Análisis de detalle en paleosuelo hidromórfico (PEBL 16).

Componentes de sílice amorfa en muestra total y abundancia relativa de morfotipos de silicofitolitos.

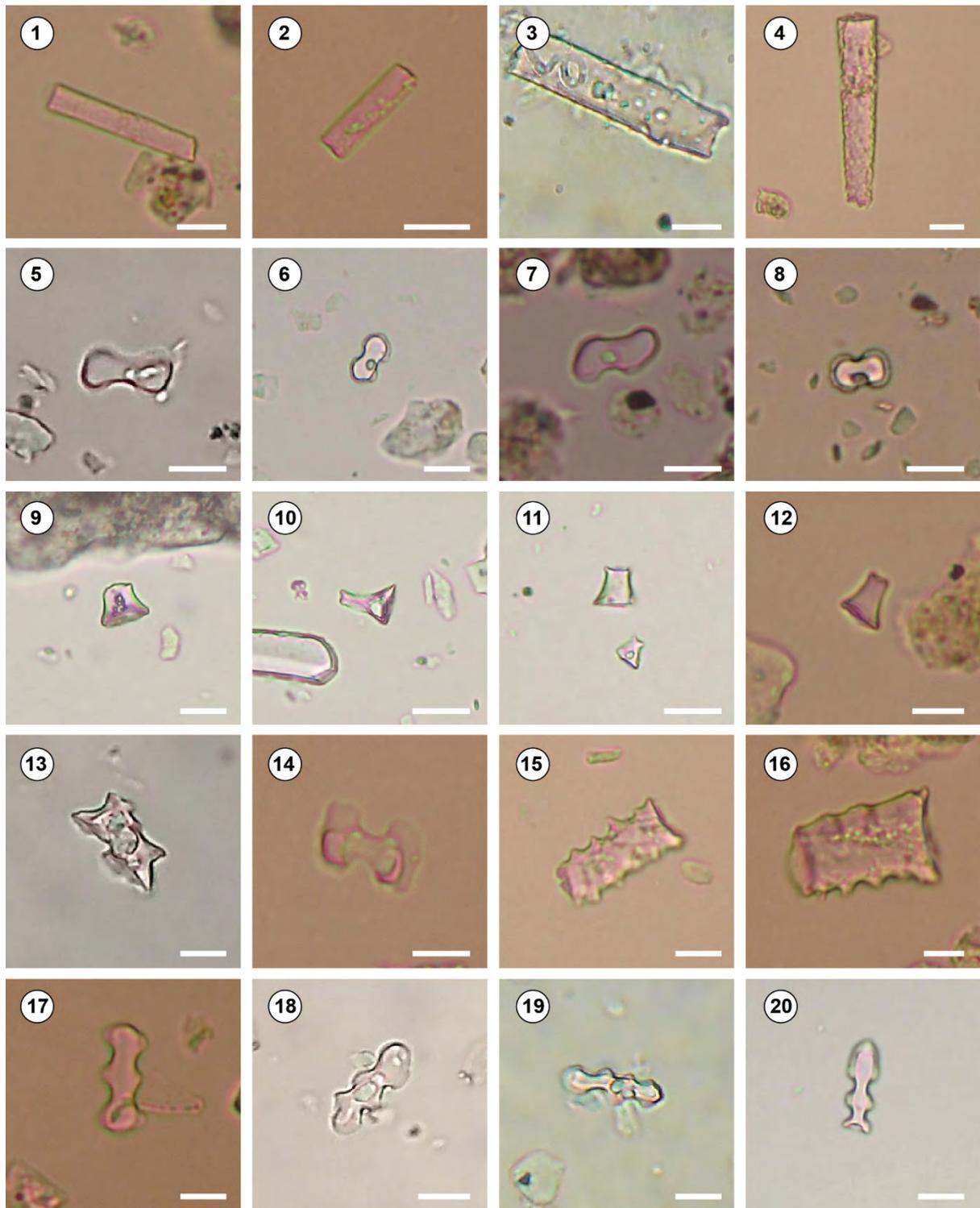
### ***Silicofitolitos***

La abundancia máxima de silicofitolitos en muestra total fue 24,6 % y se encontró en PEBL 1 A. Mientras que, en 8 secciones del sector central del perfil, asignados a la Afm. Punta Martínez de Hoz, se hallaron en abundancias menores al 10 % (Figura 5.15).

Alrededor del  $62,5 \pm 9,9$  % de los silicofitolitos contabilizados se encontraron fragmentados y no pudieron ser identificados, siendo PEBL 13 A la sección que presentó mejor preservación (40,4 %) y el PEBL 18 la peor (78 %) (Figura 5.15).

Los ensambles de silicofitolitos estuvieron principalmente compuestos por los morfotipos ELONGADO ENTERO ( $8,1 \pm 4,5$  %), BILOBADO ( $7,9 \pm 3,9$  %) y RONDEL ( $6,9 \pm 3,5$  %). Mientras que se hallaron como morfotipos subordinados (< 5 %): BILOBADO CARINADO, ELONGADO DENTADO y POLILOBADO (Figura 5.17).

Otros morfotipos como SADDLE, CRENADO, ACICULAR BULBOSO, BILOBADO PANICOIDE y BLOQUE, se hallaron ocasionalmente formando parte de los ensambles (Figura 5.18).

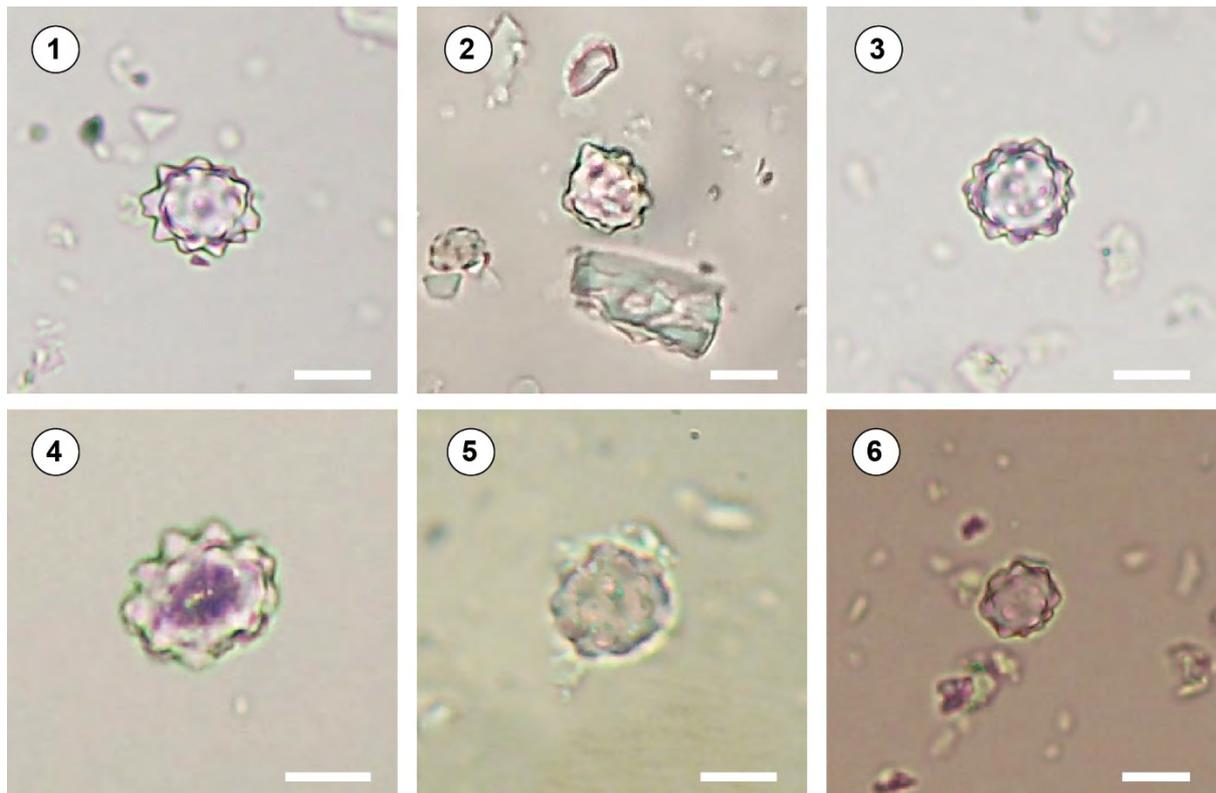


**Figura 5.17.** Silicofitolitos hallados en PEBL (MO 450x): **1—4,** ELONGADO ENTERO; **5—8,** BILOBADO; **9—12,** RONDEL; **13—14,** BILOBADO CARINADO; **15—16,** ELONGADO DENTADO; **17—20,** POLILOBADO. Barra de escala = 10  $\mu$ m.



**Figura 5.18.** Silicofitolitos hallados en PEBL (MO 450x): 1—3, SADDLE; 4—6, CRENADO; 7—9, ACICULAR BULBOSO; 10—11, BILOBADO PANICOIDE; 12, BLOQUE. Barra de escala = 10  $\mu$ m.

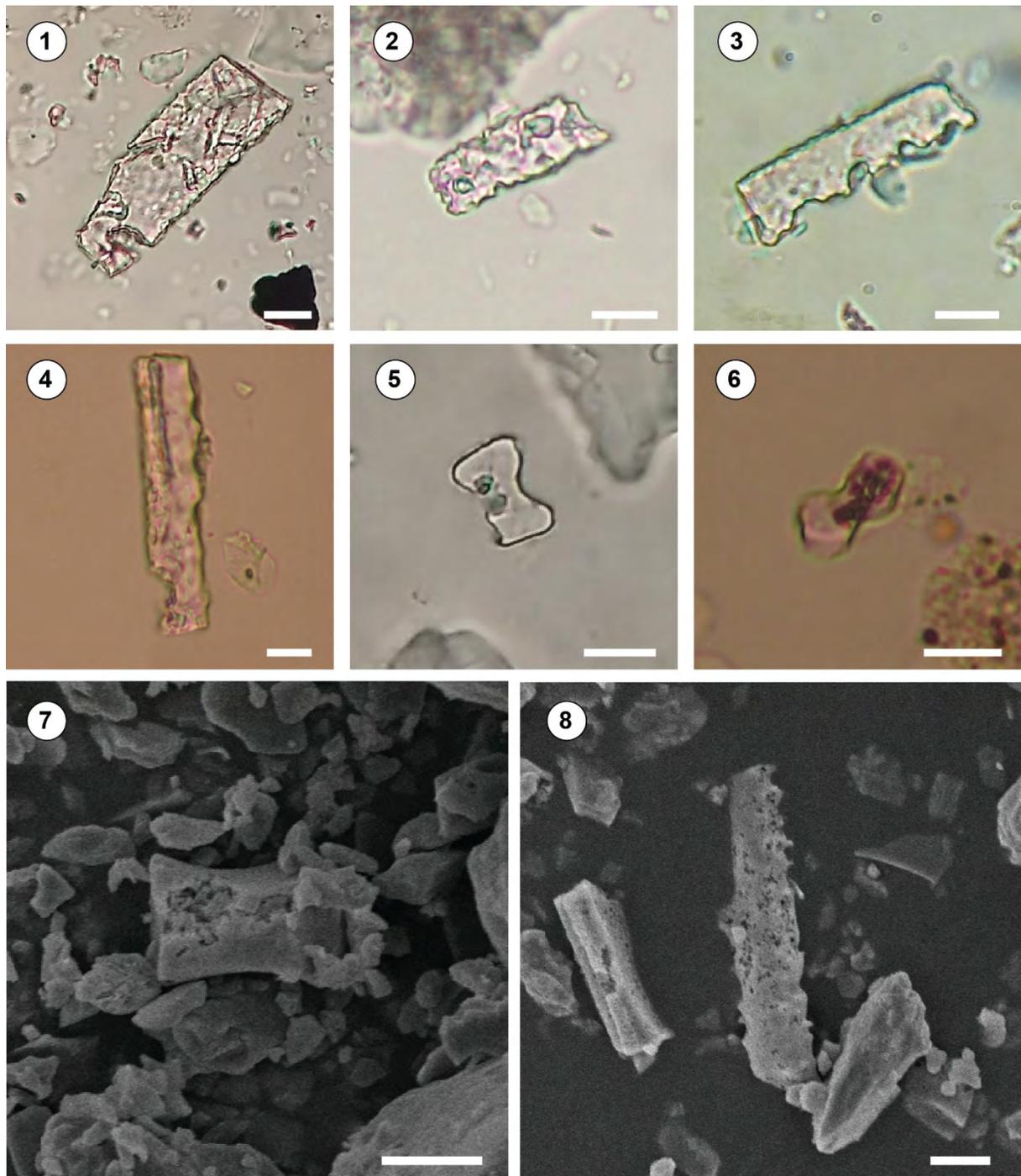
Cabe mencionar que se encontró el morfotipo ESFEROIDE EQUINADA solo componiendo parte de los ensambles en la sección superior de la Alofm. Playa San Carlos e inferior de la Alofm. Punta Martínez de Hoz (Figura 5.17; Figura 5.19).



**Figura 5.19.** *Silicofitolitos hallados en PEBL (MO 450x): 1—6, ESFEROIDE EQUINADA.*

*Barra de escala = 10  $\mu$ m.*

La mayoría de los silicofitolitos presentó marcas de corrosión en la superficie. Los principales morfotipos afectados por estos procesos de disolución fueron de tipo ACICULAR BULBOSO y ELONGADO ENTERO, mientras que los RONDEL fueron los mejor preservados (Figura 5.20).



**Figura 5.20.** Silicofitolitos alterados hallados en PEBL (MO 450x): **1—4**, ELONGADO ENTERO; **5—6**, BILOBADO. Silicofitolitos alterados (MEB): **7**, RONDEL; **8**, ELONGADO DENTADO. Barra de escala = 10 µm.

En base al análisis de agrupamiento realizado con el número de silicofitolitos por miligramo de muestra total y las frecuencias relativas de los morfotipos identificados en los ensambles,

se diferenciaron tres zonas que reflejarían la sucesión de coberturas vegetales durante el Plioceno/Pleistoceno (Figura 5.15):

- **Zona I:** Conformada por PEBL 1 a 6A de la parte inferior del perfil y coincidente casi en su totalidad con la Afm. Playa San Carlos (Figura 5.15). En esta zona, los silicofitolitos representaron alrededor del 20 % de la muestra total. La abundancia observada puede indicar altas tasas de pedogénesis (Zhang *et al.*, 2011). Los morfotipos dominantes fueron los ELONGADO ENTERO, BILOBADO CARINADO y BILOBADO, los que han sido asociados a pastizales dominados por los géneros *Piptochaetium* y *Stipa* de la subfamilia Stipoideae (“Flechillar”) (Fernández Honaine *et al.*, 2006). Así como también se encontraron ESFEROIDE EQUINADA mayores a 9 µm (valor máximo = 360 individuos por mg de muestra total, PEBL 3A). Este morfotipo ha sido relacionado a arecáceas de la subfamilia Coryphoideae como productoras (Benvenuto *et al.*, 2015). El análisis de agrupamiento evidenció a su vez las mayores diferencias entre muestras contiguas, indicando inestabilidad en la cobertura vegetal.

En base a lo anterior se puede interpretar que los ensambles de silicofitolitos de la Zona I representan un paleoambiente compuesto por pastizales y arecáceas, en suelos de gran desarrollo.

- **Zona II:** Conformada por PEBL 6B a 15B de la parte media del perfil y coincidente con la Afm. Punta Martínez de Hoz (Figura 5.15). En esta zona, los silicofitolitos representaron alrededor del 9,5 % de la muestra total, manifestando una fuerte disminución respecto de depósitos subyacentes. Esta zona a su vez se subdivide en dos sobre la base de cambios en las frecuencias relativas de los morfotipos. En la sección inferior (PEBL 6B a 12A) los ensambles estuvieron mayormente compuestos por RONDEL, los cuales han sido asociados a la subfamilia Pooideae, comúnmente de ruta metabólica C3 (Tieszen *et al.*, 1979). Así como también fueron abundantes los ELONGADO ENTERO y ELONGADO DENTADO. Mientras que la sección superior (PEBL 13A a 15B) los morfotipos más abundantes fueron de tipo ELONGADO ENTERO y BILOBADO, marcando así un cambio en la composición de los pastizales con mayor presencia de la subfamilia Stipoideae.

En base a la abundancia de silicofitolitos, se interpreta una baja tasa de pedogénesis en la Zona II. Mientras que a partir de la abundancia relativa de morfotipos se puede reconstruir

la presencia de pastizales de climas fríos con una evolución estrechamente vinculada al aumento de la disponibilidad hídrica.

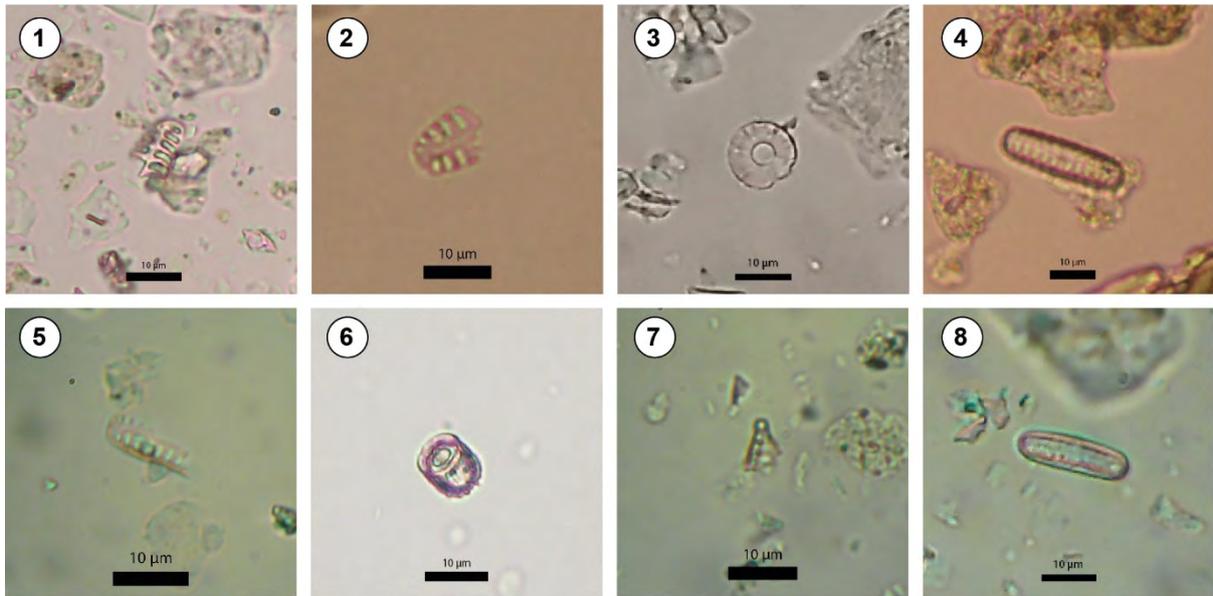
- **Zona III:** Conformada por PEBL 16A a 20B de la parte superior del perfil y coincidente con la Afm. Punta San Andrés (Figura 5.15), e incluye la sección con rasgos hidromórficos estudiada en detalle (Figura 5.16). En esta zona, los silicofitolitos representaron alrededor del 18,5 % de la muestra total, marcando un aumento de la tasa de pedogénesis respecto de la Zona II. Los morfotipos dominantes en los ensambles fueron los BILOBADO y RONDEL. Mientras que en el paleosuelo hidromórfico (PEBL 16), los morfotipos más abundantes fueron los ELONGADO ENTERO, seguidos por BILOBADO y RONDEL.

En base a la abundancia de silicofitolitos, se interpreta una alta tasa de pedogénesis para la Zona III, y en base a la frecuencia relativa de morfotipos se reconstruye una cobertura de pastizales de las subfamilias Pooideae y Stipoideae.

### ***Diatomeas***

Las diatomeas se hallaron en el perfil representadas mayormente por fragmentos de frústulos, a partir de los cuales se pudo identificar cinco especies: *Aulacoseira granulata*, *Cyclotella meneghiniana*, *Hantzchia amphioxys*, *Hippodonta sp.*, y *Pinnularia borealis* (Figura 5.21). La abundancia promedio fue de 0,20 % y estuvieron ausentes en 10 de las secciones analizadas (Figura 5.15).

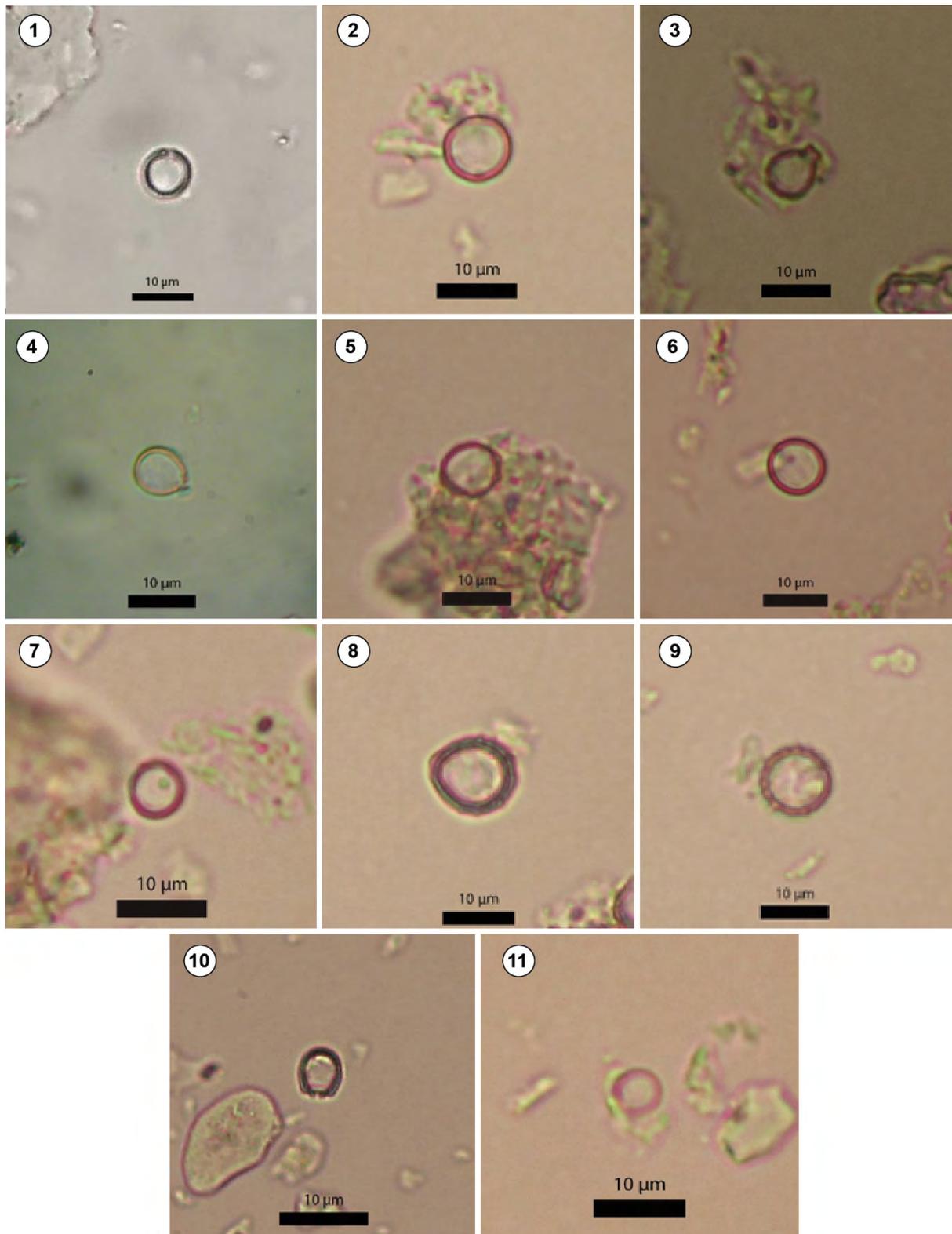
Las bajas abundancias y malos estados de preservación no permitieron el análisis cuantitativo de este bioindicador.



**Figura 5.21.** Diatomeas halladas en PEBL (MO 450x). 1—2, *Hippodonta* sp.; 3, *Cyclotella meneghiniana*; 4—5, *Pinnularia borealis*; 6, *Aulacoseira granulata*; 7, *Hantzchia amphioxys*; 8, No identificada. Barra de escala = 10 µm.

### *Quistes de crisofitas*

Se hallaron quistes en bajas abundancias en 16 de las 37 muestras analizadas para el perfil, mientras que en el resto estuvieron ausentes. Se diferenciaron seis tipos de quistes, de los cuales cinco pudieron ser identificados mediante el sistema numérico ISWG o por la nomenclatura propuesta por Frenguelli (Figura 5.22). Los quistes hallados no poseen una afinidad biológica conocida.



**Figura 5.22.** Quistes de crisofitas hallados en PEBL (MO x450). 1—2, *Clericia volvocina* (Quiste 189); 3—4, *Clericia mangini* (Quiste 154); 5, Quiste 183; 6—7, *Clericia stanleyi*; 8—9, *Clericia spinigera*; 10—11, Quistes no identificados.

### *Espículas de esponjas*

Las espículas se hallaron como un elemento traza conformando alrededor del 0,1 % de la muestra total y se encontraron ausentes en 28 de las 37 muestras analizadas. Solo representadas por fragmentos de megaescleras de un largo promedio de 30  $\mu\text{m}$  (Figura 5.23). Este tipo de espícula no tiene valor taxonómico, dado que son producidas por todas las especies de esponjas de agua dulce.



**Figura 5.23.** Fragmentos de megaescleras hallados en PEBL (MO x450).

### *Vidrio volcánico*

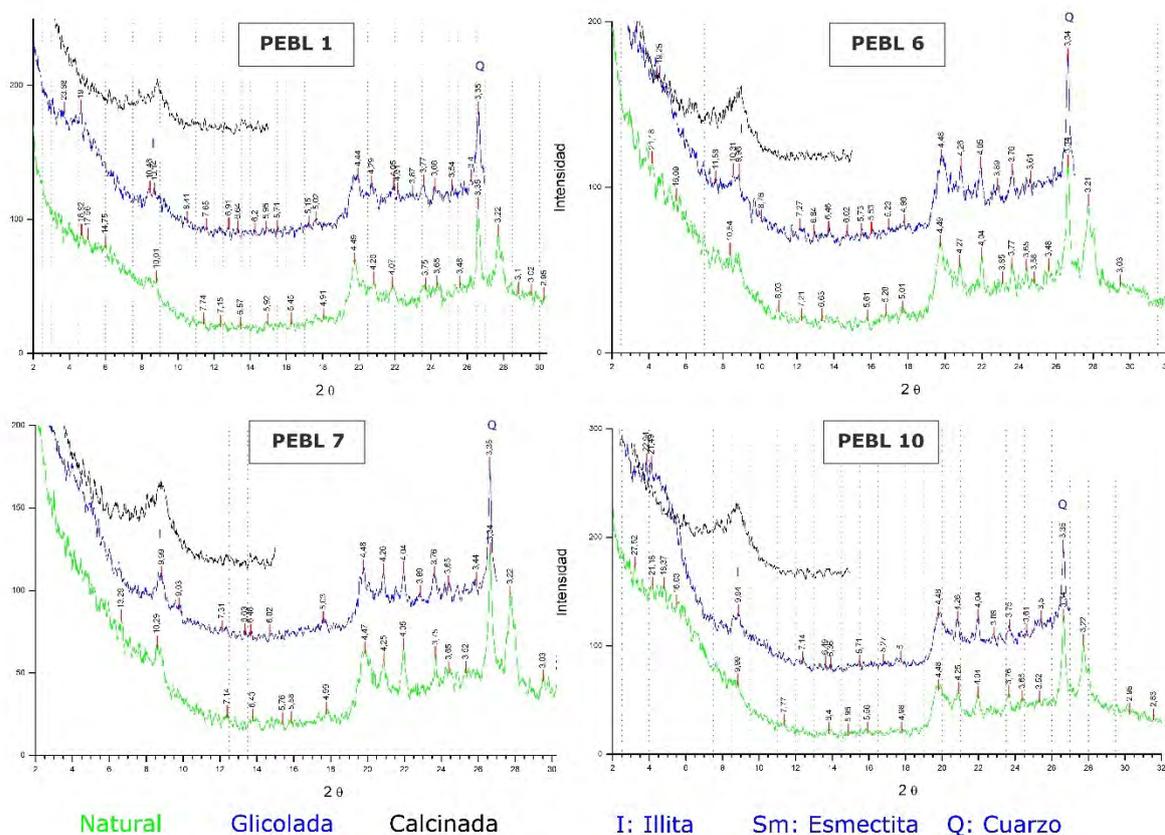
El contenido de vidrio volcánico (Figura 5.24) en muestra total a lo largo del perfil fue en promedio  $0,8 \pm 0,4$  % (valor máximo = 1,75 %, PEBL 18) y presentó baja variabilidad entre las secciones. Las menores abundancias fueron halladas en la sección superior de la Afm. Punta Martínez de Hoz (Figura 5.15).



**Figura 5.24.** Vidrios volcánicos hallados en PEBL. Barra de escala = 10  $\mu\text{m}$ .

## Arcillas

Se analizaron las arcillas de PEBL 1, 6, 7, 10, 12, 15, 17, 20 mediante difracción de rayos X (Figura 5.25a y b). Se hallaron dos tipos de composiciones minerales que dividieron el perfil en dos. En la parte inferior del perfil, las secciones asignadas a la Alofm. Playa San Carlos y mitad inferior de la Alofm. Punta Martínez de Hoz presentaron una composición de la fracción arcilla dominada solo por illita. Mientras que en la parte media y superior del perfil, asignadas a las Alofm. Punta Martínez de Hoz y Punta San Andrés respectivamente, la fracción arcilla estuvo dominada por las especies minerales illita y esmectica.



**Figura 5.25.a.** Difractograma de rayos X de arcillas en PEBL.



# CAPÍTULO VI

## PERFIL PUNTA SAN ANDRÉS

### 6.1 Introducción y antecedentes

El Perfil Punta San Andrés (PPSA) está ubicado en la Costa Atlántica al sur de Mar del Plata, a metros del km 544 de la Ruta Provincial N° 11 ( $38^{\circ}10'46.39''$  S,  $57^{\circ}38'59.35''$  O). En esta área se encuentra una saliente conocida como Punta San Andrés, donde el frente acantilado alcanza los 15 msnm (Figura 6.1). La parte superior del perfil es accesible a través de un corte perpendicular a la línea de costa que resultó de la actividad de una cantera de tosca en la década de 1970. El material extraído de allí se utilizó para rellenar los humedales de Punta Mogotes, donde actualmente se encuentran los estacionamientos de los balnearios.

Debido a su accesibilidad vertical y a que su registro incluye el límite Plioceno-Pleistoceno, el perfil ha sido objeto de estudio en numerosas oportunidades.



**Figura 6.1.** Punta San Andrés, frente artificial perpendicular a la línea de costa.

### **6.1.1 Estratigrafía**

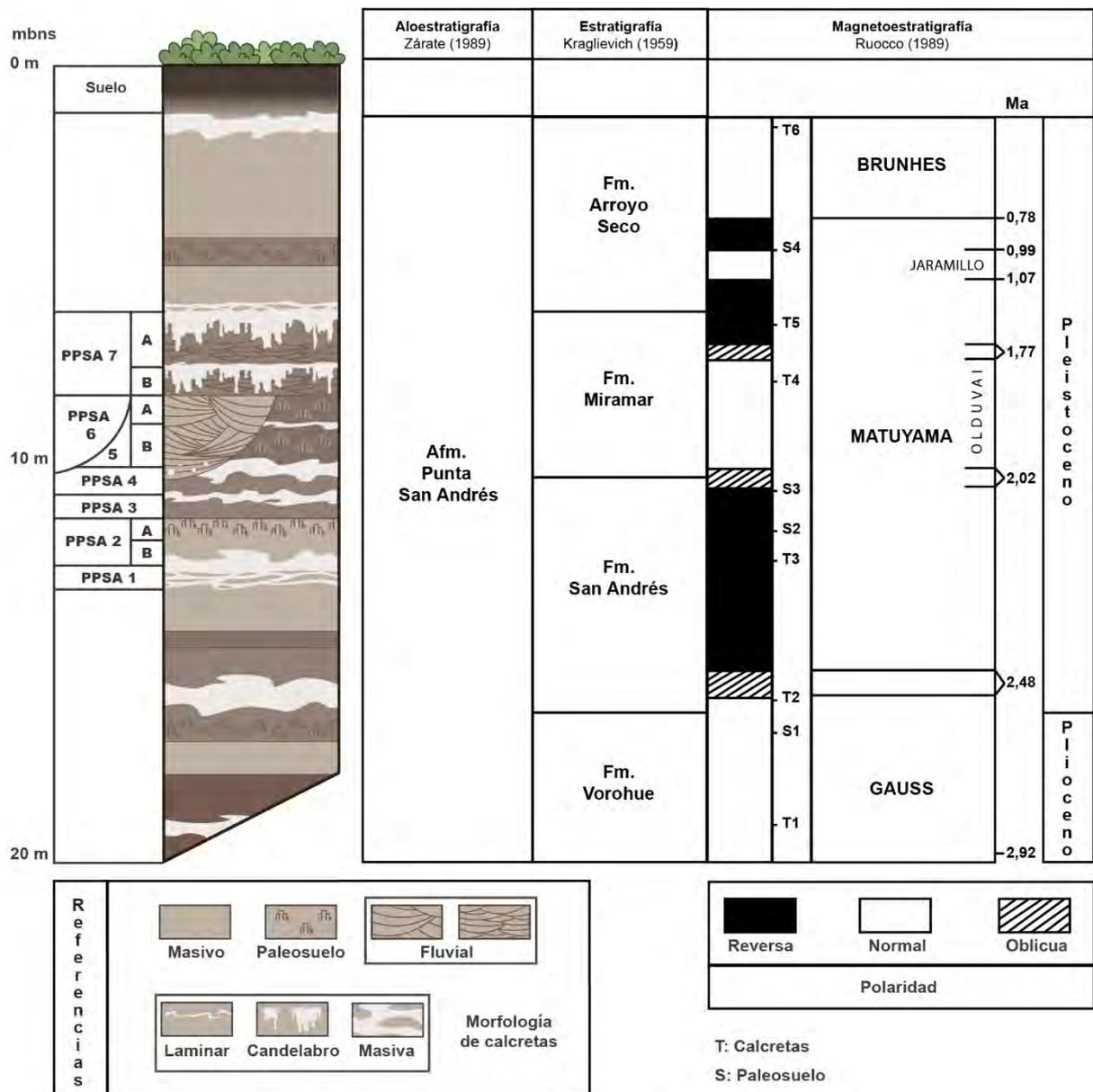
Según el esquema estratigráfico de Kraglievich (1959), la base del perfil está compuesta por la parte superior de la Fm. Vorohue. Por encima apoya en discordancia erosiva o en aparente concordancia la Fm. San Andrés, dentro de la cual Teruggi *et al.* (1974) identifican dos paleosuelos. Sobre la anterior apoya la Fm. Miramar, cuyo contacto es una paleosuperficie y por sectores aparece en discordancia erosiva. Luego de otra fase de erosión completa el perfil la Fm. Arroyo Seco, que tiene su límite superior desdibujado por el frente pedogenizado donde comienza transicionalmente el suelo actual (Figura 6.2).

### **6.1.2 Aloestratigrafía**

Según el esquema aloestratigráfico propuesto por Zárate (1989), el perfil registra con buena resolución vertical la parte superior de la Afm. Punta San Andrés (Figura 6.2). En el presente trabajo se analizaron las alocapas 4 a 8, cuyas estructuras fluviales fueron relevadas en detalle por Beilinson (2011).

### **6.1.3 Magnetoestratigrafía**

La susceptibilidad magnética en Punta San Andrés fue medida por Ruocco (1989). Posteriormente, Orgeira (1990) y Verzi y Quintana (2005) discutieron la magnetoestratigrafía, asignando los depósitos analizados en este trabajo al cron de polaridad reversa Matuyama (0,78 a 2,48 Ma), Pleistoceno temprano a medio (Figura 6.2).



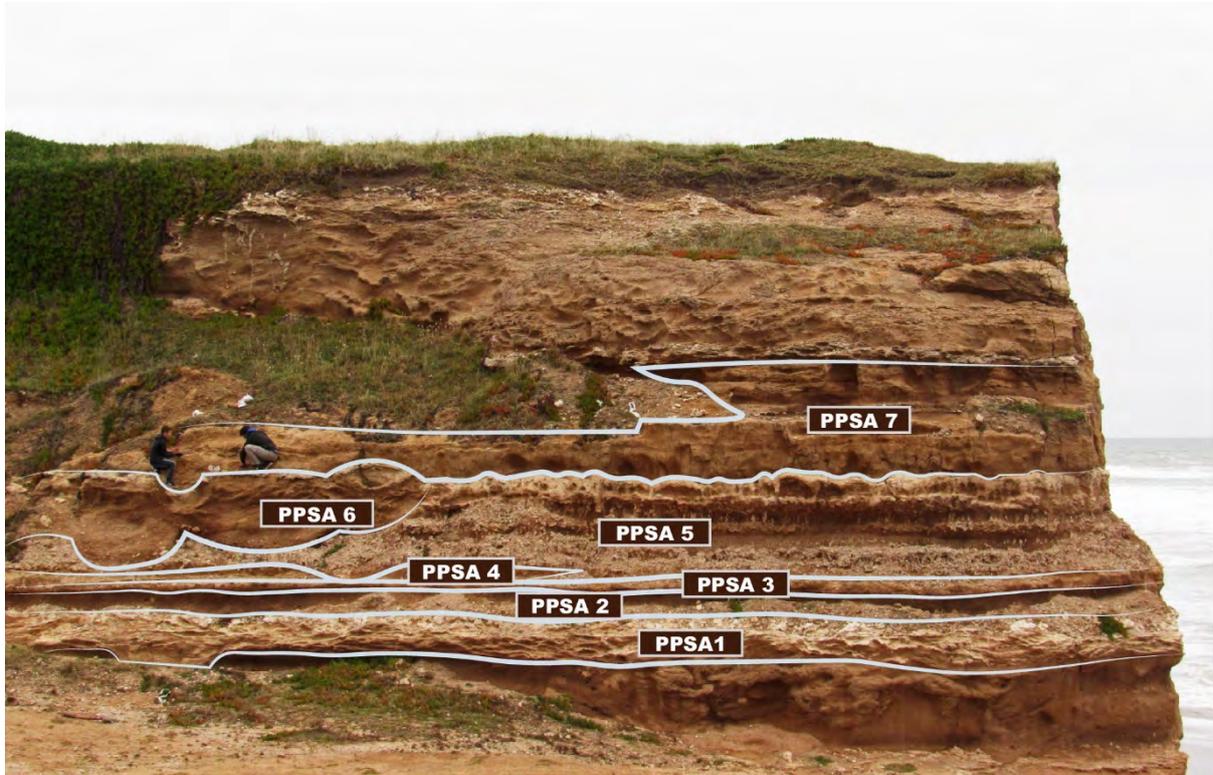
**Figura 6.2.** Diagrama columnar de la ubicación de secciones muestrales para el estudio de microfósiles en PPSA, y su relación con los esquemas aloestratigráfico, estratigráfico y magnetoestratigráfico.

## 6.2 Resultados

### 6.2.1 Características generales del Perfil Punta San Andrés

El perfil se dividió en 7 secciones muestrales (Figura 6.3), según los ambientes depositacionales interpretados en base a características morfológicas (Tabla 6.1). Se diferenciaron paleosuelos argílicos, depósitos de origen eólico y fluvio-eólico. De las

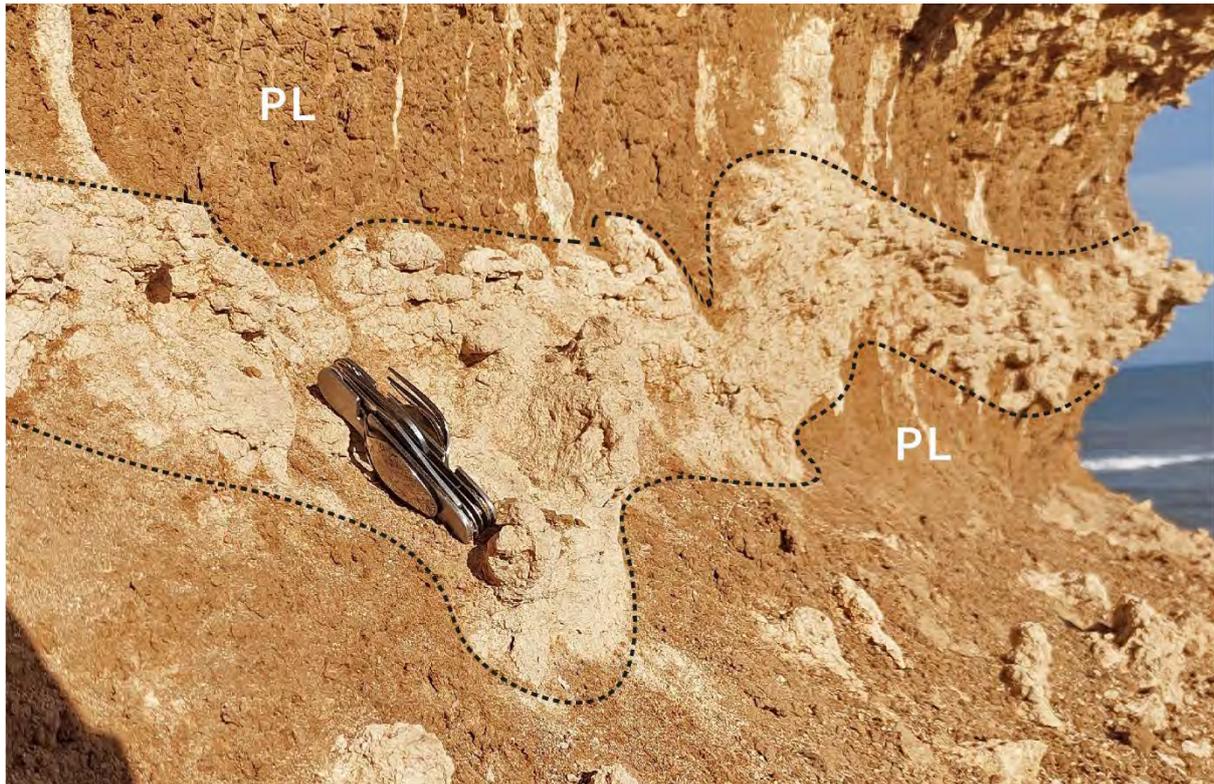
secciones definidas, 3 poseían una potencia mayor a 1 m, por lo que fueron subdivididas. Así mismo se muestreo el material entrampado en los depósitos de calcretas (PPSA 1), de marcada presencia en el perfil.



**Figura 6.3.** División de secciones muestrales en PPSA.

Durante la descripción de campo se identificaron 2 paleosuelos argílicos de carácter regional en base a la presencia de estructura prismática y textura arcillosa (Figura 6.4), PPSA 2 y 5 de 30 cm y 60 cm de espesor respectivamente.

El paleosuelo argílico inferior (PPSA 2) se encontró delimitado por sendos depósitos de calcretas enrejadas. Mientras que PPSA 5, se halló dividido por calcretas en candelabro y en algunos sectores erosionado en su totalidad por paleocanales de la sección suprayacente (Figura 6.5).



**Figura 6.4.** Detalle de estructura prismática en paleosuelos (PPSA 5). PL = paleosuelo argílico.



**Figura 6.5.** Paleosuelos argílicos en PPSA.

A los períodos de baja tasa de depositación indicados por los paleosuelos argílicos, se suman otros cuatro hiatos reconocidos en base a la presencia de potentes depósitos de calcretas. Uno de tipo enrejado en la parte inferior del perfil (PPSA 1), otros dos de tipo planchón alternan con PPSA 5, que también alberga un nivel de calcretas en candelabro (Figura 6.6).



**Figura 6.6.** Detalle depósitos de carbonato de calcio. Tp = Calcretas en planchones; Tc = Calcretas en candelabro; Te = Calcretas en enrejado.

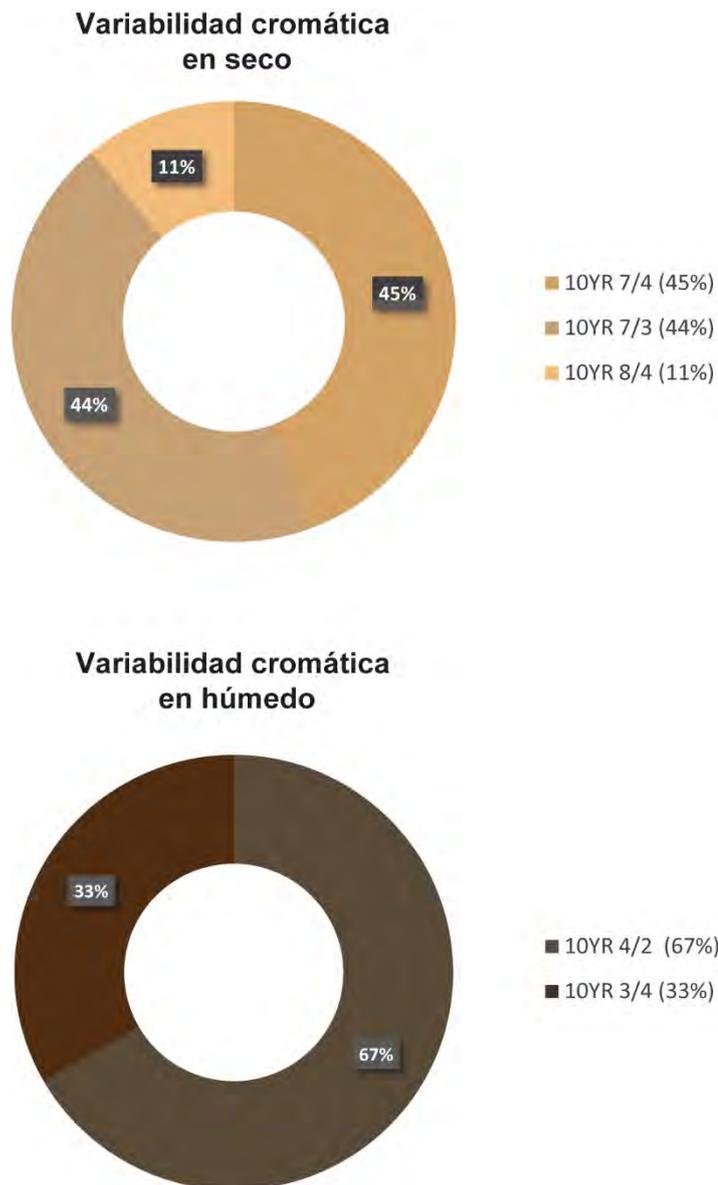
Parte del perfil se encontró integrado por depósitos fluviales (PPSA 6 y 7). Estas secciones se hallaron constituidas por la superposición de paleocanales de hasta 1,5 m de potencia colmatados con gradación normal y clastos de grava en la base (PPSA 6) (Figura 6.7); y por pequeños paleocanales entrecruzados (PPSA 7).



**Figura 6.7.** Secciones muestrales de origen fluvial. PCg = Paleocanal con gradación normal.

### **6.2.2 Características morfológicas**

Las secciones del perfil presentaron una coloración casi uniforme en el espectro 10YR 8/4 a 10YR 7/3 en seco, y 10YR 4/2 a 10YR 3/4 en húmedo (Figura 6.8).



**Figura 6.8.** Variabilidad cromática en PPSA, obtenida con tabla de colores de referencia Munsell.

La textura descrita en campo a partir de muestras de mano fue predominantemente franco arcillo-limosa. También se hallaron secciones franco y franco limosas definidas como paleocanales (PPSA 6 y 7) (Tabla 6.1).

Los agregados presentaron dos tipos de estructuras. En la parte inferior del perfil (PPSA 2, 3 y 5), se encontraron estructuras de prismas medios angulares; mientras que en la parte superior (PPSA 6 y 7), los agregados fueron con estructura en bloques medios angulares (Tabla 6.1).

Solo se encontraron agregados con estructura laminada en PPSA 4, de distribución local (Tabla 6.1).

La consistencia en condición seca varió entre dura a ligeramente dura, es decir, los agregados se rompieron a mano con dificultad. Mientras que, en condición húmeda, solo PPSA 3 y la parte inferior de PSSA 7 fueron resistentes a la presión manual (Tabla 6.1).

El perfil presentó abundante cementación por carbonato en toda su extensión. Solo PPSA 7 y 4 no reaccionaron con HCl (10 %) (Tabla 6.1).

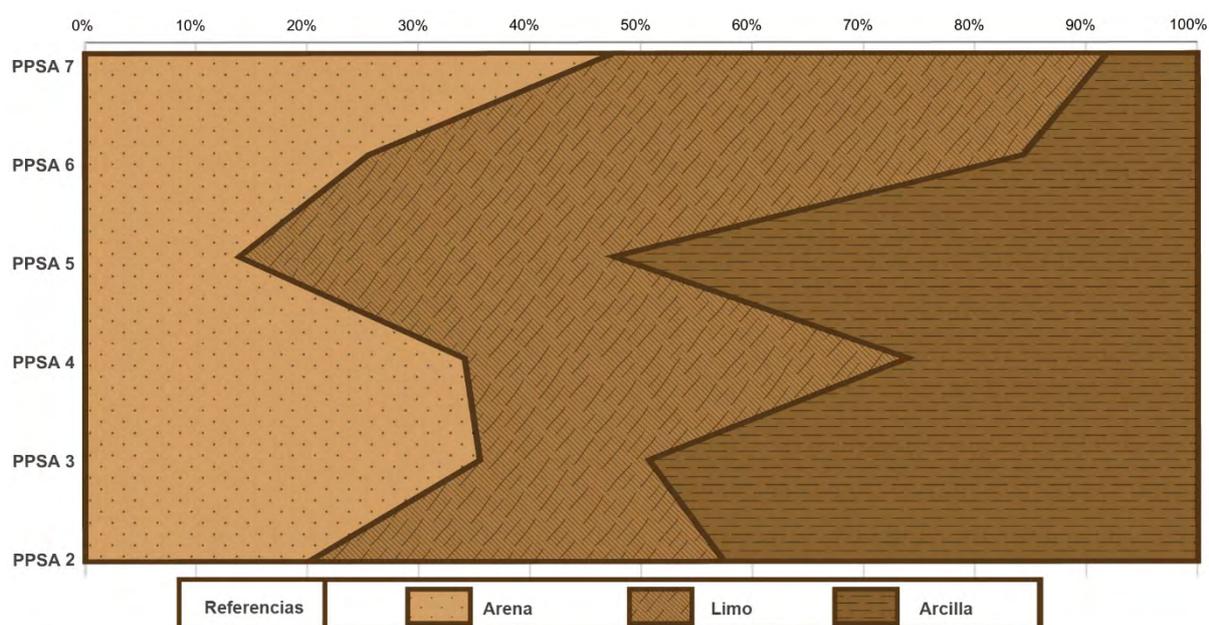
Todas las secciones muestrales poseían algún grado de porosidad, compuesta por poros finos a medios con abundancias medias a altas. Los canalículos se encontraron en abundancia común y de tamaño medio, mayormente revestidos por óxidos de Fe-Mn (Tabla 6.1).

**Tabla 6.1. Descripción morfológica perfil Punta San Andrés**

PPS A	Color húmedo	Color seco	Textura	Estructura	Consistencia en húmedo	Consistencia en seco	Porosidad	Reacción con HCl	Adhesividad	Plasticidad	Observaciones
7 A	10YR 4/2	10YR 7/4	Franco	Bloques gruesos → Bloques medios angulares angulares	Friable	Ligeramente duro	Medios abundantes	No	No adhesivo	No plástico	Canalículos abundantes y moteados poco comunes
7 B	10YR 4/2	10YR 7/4	Franco	Bloques gruesos → Bloques medios subangulares subangulares	Firme	Ligeramente duro	Medios comunes	No	No adhesivo	No plástico	Canalículos poco comunes revestidos con carbonatos o arcillas. Moteados pequeños comunes
6	10YR 4/2	10YR 7/4	Franco limoso	Bloques gruesos → Bloques medios angulares angulares	Friable	Ligeramente duro	Medios poco comunes	xxx	No adhesivo	No plástico	Canalículos poco comunes revestidos con óxidos. Clastos de tosca tamaño grava
5 A	10YR 3/4	10YR 7/3	Arcilloso	Prismas medios → Prismas finos angulares angulares	Friable	Ligeramente duro	Medios comunes	xx	No adhesivo	Poco plástico	Canalículos abundantes revestidos con óxidos
5 B	10YR 3/4	10YR 7/3	Arcilloso	Prismas medios → Prismas finos angulares angulares	Muy friable	Duro	Medios comunes	x	No adhesivo	Plástico	Prismas muy definidos. Canalículos poco comunes revestidos con óxidos
4	10YR 4/2	10YR 7/4	Franco	Laminada	Friable	Duro	Medios abundantes	No	No adhesivo	Poco plástico	Canalículos comunes revestidos con óxidos. Moteados comunes medios
3	10YR 3/4	10YR 8/4	Arcilloso	Prismas gruesos → Prismas medios angulares angulares	Firme	Ligeramente duro	Medios abundantes	x	No adhesivo	No plástico	Canalículos comunes revestidos con óxidos. Moteados finos abundantes
2 A	10YR 4/2	10YR 7/3	Franco arcilloso	Prismas medios → Prismas finos angulares angulares	Friable	Duro	Medios comunes	xx	Poco adhesivo	No plástico	Canalículos comunes revestidos con óxidos.
2 B	10YR 4/2	10YR 7/3	Franco arcilloso	Prismas medios → Prismas finos angulares angulares	Friable	Duro	Medios abundantes	xx	Poco adhesivo	Plástico	Canalículos comunes revestidos con óxidos. Concreciones de óxidos pequeñas comunes. Clastos de tosca
1	10YR 4/2	10YR 7/3	Franco arcilloso	Desagregado	-	-	-	xx	Poco adhesivo	Plástico	Depósitos entrampados en calcretas en enrejado

### 6.2.3 Características físicas

La textura a lo largo del perfil fue predominantemente limosa, fracción que compuso en promedio el 38 % de la distribución granulométrica de las secciones muestrales (Figura 6.9). La textura franco y franco limosa fue la más gruesa hallada, en los sedimentos de origen fluvio-eólico (PPSA 6 y 7), que a su vez presentaron concentraciones de arcilla menores a 20 %. Mientras que la textura más fina hallada fue arcillo-limosa, en la parte inferior del perfil (PPSA 2, 3, 4 y 5), con concentraciones de arcilla alrededor de 42 %.



**Figura 6.9.** Composición textural de las secciones muestrales del PPSA, obtenida por método de tamizado y pipeteo.

### 6.2.4 Características químicas

#### pH en pasta saturada

El pH obtenido de pasta saturada en proporción 1:1 y 1:2,5 fue en promedio 8 y 8,3 respectivamente. La variabilidad de esta condición entre las secciones muestrales fue baja (Tabla 6.2).

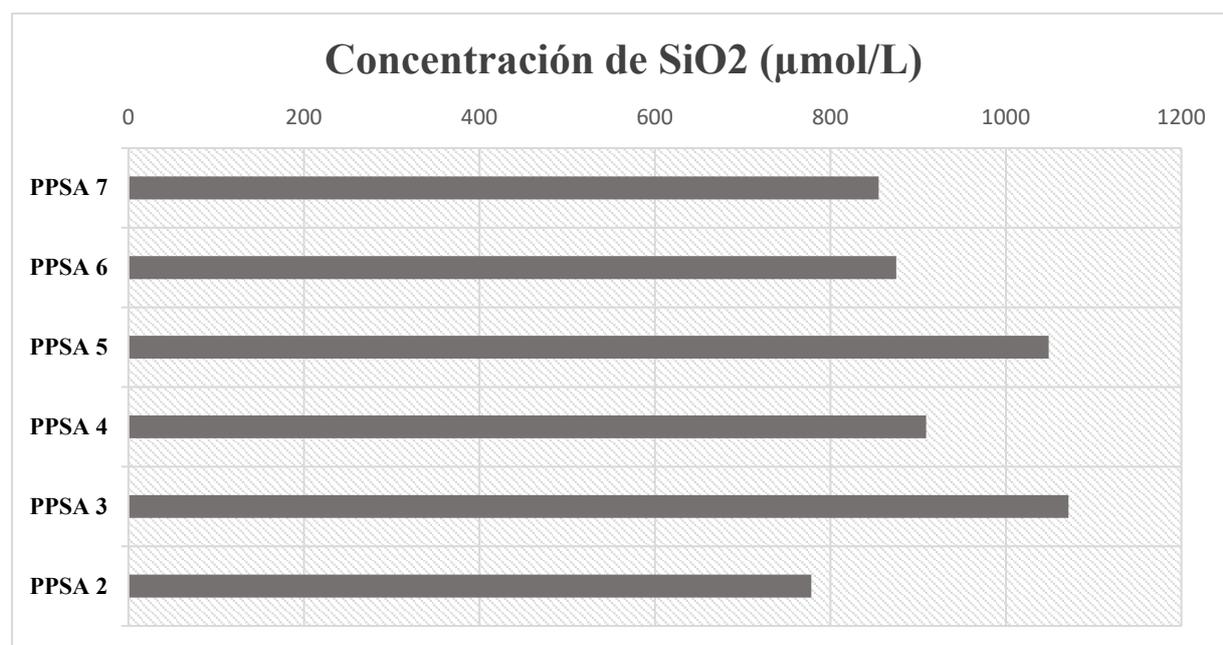
PPSA 7	7,96	8,52
PPSA 6	7,81	8,33
PPSA 5	7,89	8,15
PPSA 4	8,28	8,54
PPSA 3	8,44	8,42
PPSA 2	7,8	8,05
PPSA 1	7,86	8,11

**Tabla 6.2.** Valores de pH de las secciones muestrales de PPSA.

### Sílice disuelta en pasta saturada

La concentración de sílice disuelta fue en promedio de  $922,9 \pm 104,8 \mu\text{mol/L}$ . La concentración más baja fue hallada en el PPSA 2 ( $778 \mu\text{mol/L}$ ), mientras que la más alta fue hallada en PPSA 3 ( $1071 \mu\text{mol/L}$ ) (Figura 6.10).

Los depósitos identificados como paleosuelos argílicos (PPSA 2 y 5) presentaron concentraciones por encima de  $1000 \mu\text{mol/L}$ .



**Figura 6.10.** Concentración de sílice disuelta en las secciones muestrales de PPSA.

## 6.2.5 Características mineralógicas

### Contenido de sílice amorfa

Se hallaron partículas de sílice amorfa en todas las secciones muestrales del perfil, entre las que se diferenciaron vidrio volcánico, silicofitolitos, diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de esponjas (Figura 6.11).

La sílice amorfa representó en promedio el  $11,8 \pm 3,4$  % de la muestra total, aunque en 4 se encontraron concentraciones muy bajas cercanas a 1,6 % (Figura 6.11).

La abundancia estimada de microfósiles sílice amorfa por mg de muestra total promedio fue 4250. La mínima calculada fue 160 (PPSA 5) y la máxima 5960 (PPSA 2 A). Los microfósiles de sílice amorfa estuvieron mayoritariamente constituidos por silicofitolitos, conformando en promedio el  $10,8 \pm 3,5$  % de la muestra total y alcanzando el valor máximo de 14,6 % en PPSA 2 A. Mientras que en 4 de las muestras analizadas (PPSA 1, 2 B, 5 A y B) los silicofitolitos se encontraron en abundancias menores al 1 % (Figura 6.11).

Diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de esponjas estuvieron ausentes en la mayoría de las secciones. Solo se encontraron con abundancias menores a 1 % en PPSA 2 A, 4, 3 y 7 A (Figura 6.11).

El vidrio volcánico se halló en abundancias casi constantes a lo largo del perfil, conformando en promedio el  $0,85 \pm 0,2$  % de la muestra total (Figura 6.11).

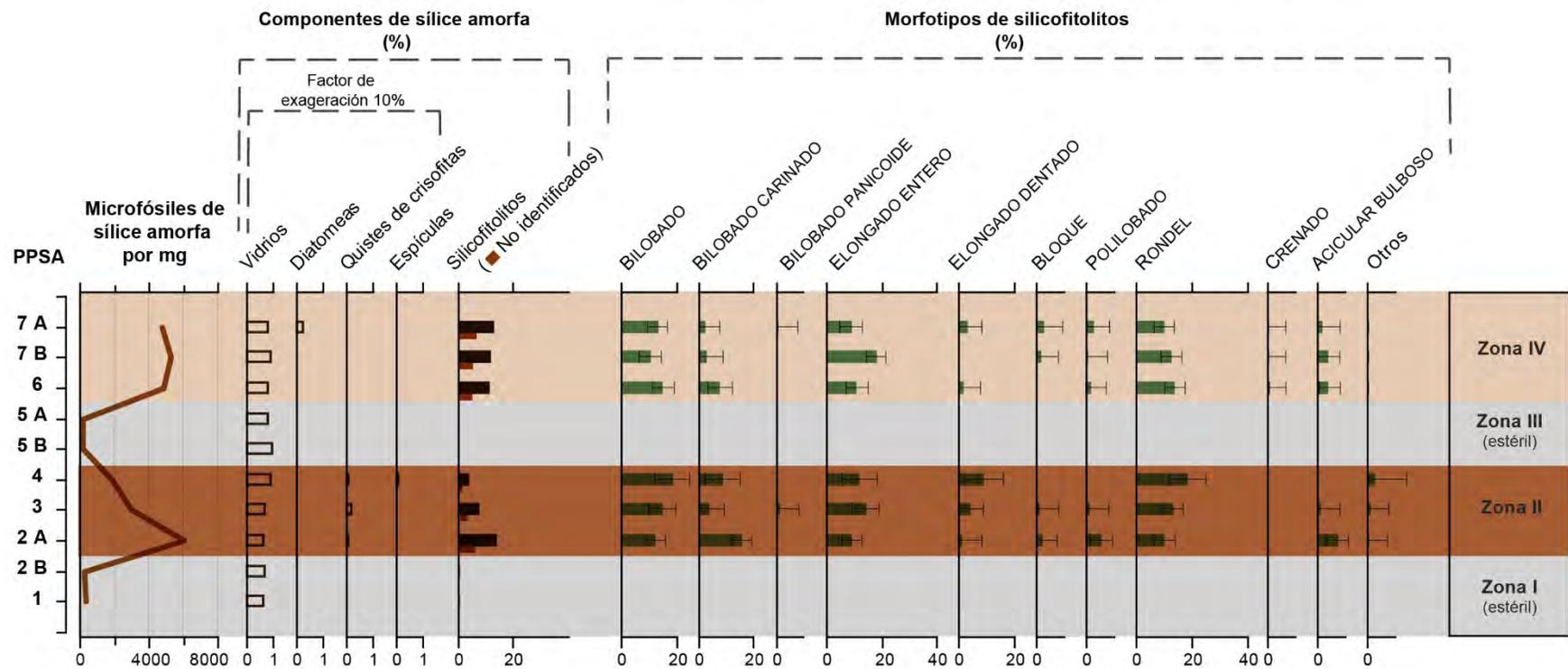


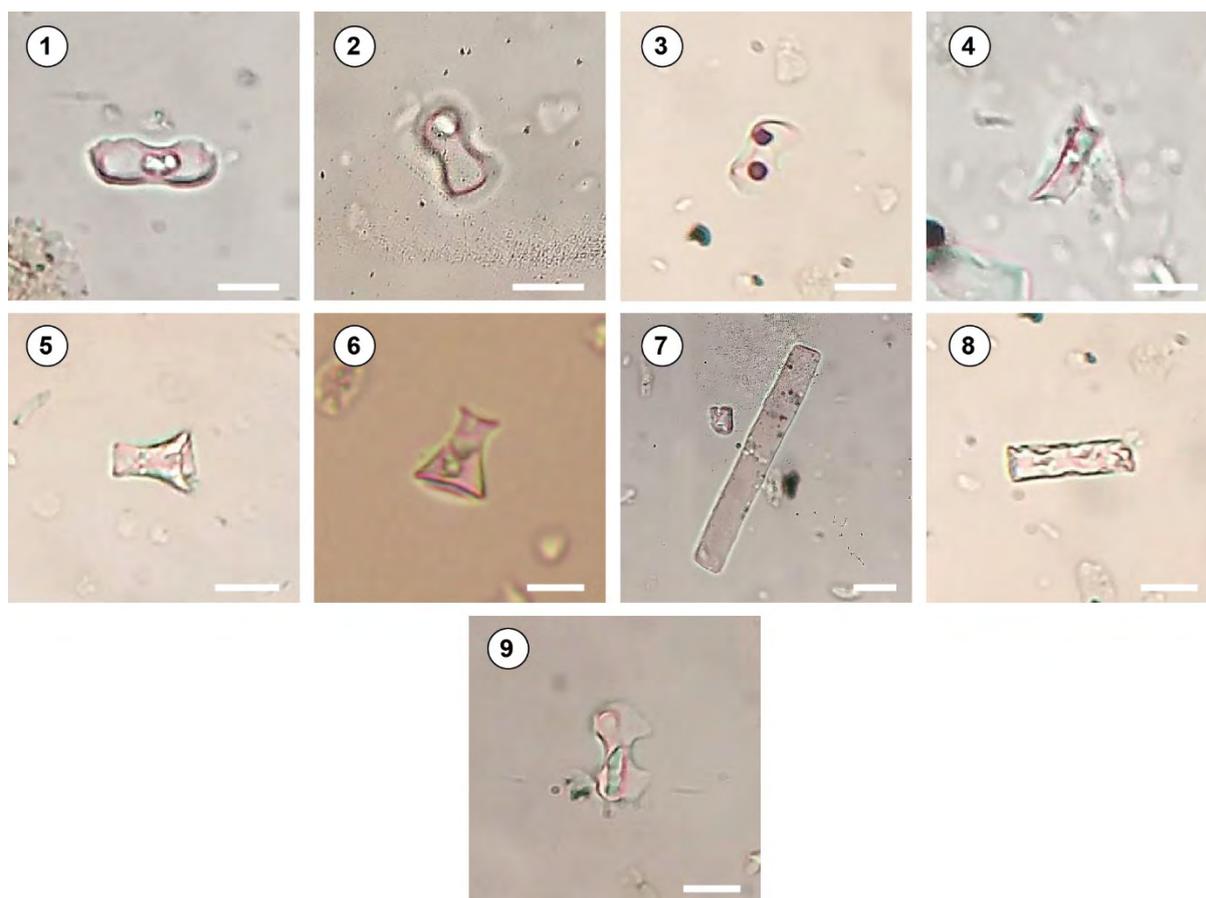
Figura 6.11. Componentes de sílice amorfa en muestra total y abundancia relativa de morfotipos de silicofitolitos en PPSA.

## ***Silicofitolitos***

Las muestras PPSA 2 A, 3, 4, 6, 7 A y B tuvieron ensambles dominados por silicofitolitos. Mientras que en PPSA 1, 2 B, 5 A y B se encontraron en bajas abundancias (< 1 %).

Alrededor del 39 % de los silicofitolitos contabilizados se encontraron fragmentados y no pudieron ser identificados, siendo PPSA 4 la sección que presentó mejor preservación (28 %) y PPSA 7 A la peor (48 %) (Figura 6.11).

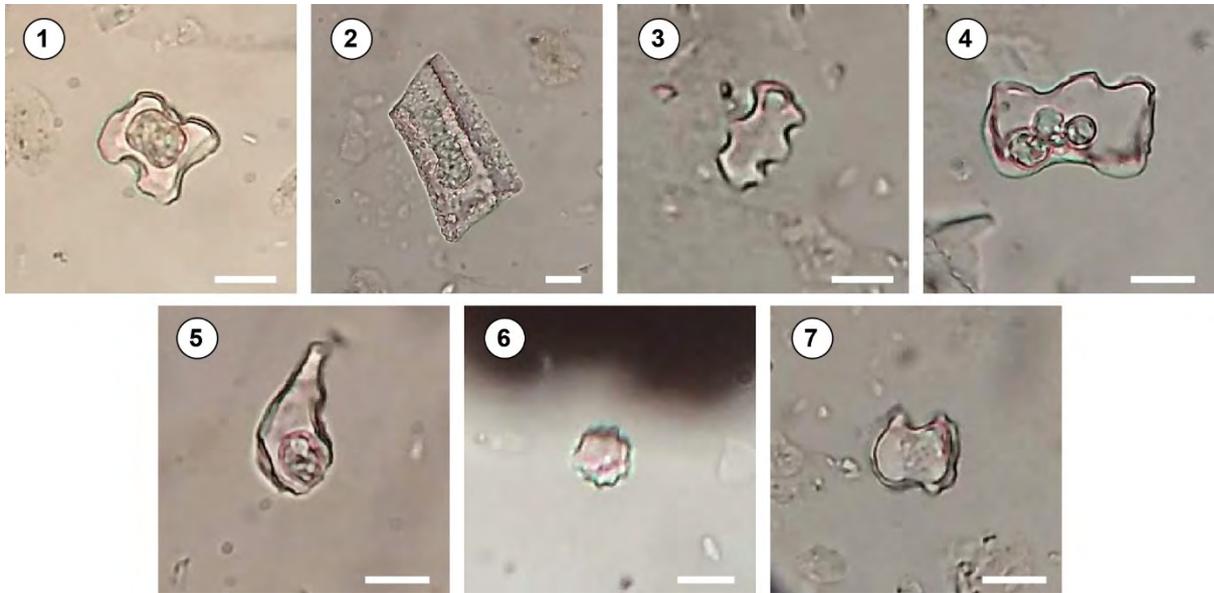
Los morfotipos más abundantes en los ensambles fueron BILOBADO ( $14,5 \pm 2,5$  %), RONDEL ( $13,5 \pm 2,8$  %), ELONGADO ENTERO ( $12,8 \pm 3,1$  %) y BILOBADO CARINADO ( $7,4 \pm 3,5$  %) (Figura 6.12).



**Figura 6.12.** Silicofitolitos hallados en PPSA (MO 450x): 1—4, BILOBADO; 5—6, RONDEL; 7—8, ELONGADO ENTERO; 9, BILOBADO CARINADO.

Barra de escala = 10  $\mu$ m.

Otros morfotipos como BILOBADO PANICOIDE, ELONGADO DENTADO, BLOQUE, POLILOBADO, CRENADO y ACICULAR BULBOSO fueron hallados en abundancias menores (Figura 6.13).



**Figura 6.13.** Silicofitolitos hallados en PPSA (MO 450x): **1**, BILOBADO PANICOIDE; **2**, BLOQUE; **3**, POLILOBADO; **4**, CRENADO; **5**, ACICULAR BULBOSO; **6**, GLOBULAR EQUINADO; **7**, SADDLE. Barra de escala = 10  $\mu$ m.

A su vez, la mayoría de los silicofitolitos presentó marcas de corrosión en su superficie, los morfotipos más afectados fueron ELONGADO ENTERO, mientras que los RONDEL fueron los mejor preservados (Figura 6.14).



**Figura 6.14.** Silicofitolitos con marcas de disolución hallados en PPSA (MO 450x): **1—2**, ELONGADO ENTERO; **3**, BILOBADO. Barra de escala = 10  $\mu$ m.

En base al análisis de agrupamiento realizado con el número de silicofitolitos por miligramo de muestra total y las frecuencias relativas de los morfotipos presentes en los ensambles, se dividieron cuatro zonas, dos de las cuales fueron estériles (abundancias < 1 %) (Zona I y III) (Figura 6.11).

- **Zona I:** Estéril, comprende PPSA 1 y 2 B.
- **Zona II:** Abarca PPSA 2 A, 3 y 4. En esta zona los ensambles de silicofitolitos se suceden con un gradiente negativo, disminuyendo su abundancia de 15 a 5 % en la muestra total. Los morfotipos dominantes fueron los RONDEL, BILOBADO, y BILOBADO CARINADO.

En base a la abundancia de silicofitolitos se interpretó un paleoambiente con tasa de pedogénesis alta, aunque disminuyendo hacia la parte superior de la Zona II. Mientras que la abundancia relativa de morfotipos permite reconstruir pastizales compuestos por las subfamilias Pooideae y Stipoideae, similares a los actuales.

- **Zona III:** Estéril, comprende PPSA 5 A y B.
- **Zona IV:** Abarca PPSA 6, 7 A y B. En esta zona los silicofitolitos componen alrededor del 12 % de la muestra total. Los morfotipos dominantes fueron RONDEL y BILOBADO.

En base a la abundancia de silicofitolitos se interpretó una tasa de pedogénesis alta. Mientras que la abundancia relativa de morfotipos permite reconstruir un ambiente con pastizales compuestos por la subfamilia Pooideae. A su vez, la disminución de la señal de la subfamilia Stipoideae evidencia un aumento en la disponibilidad hídrica.

### ***Diatomeas***

Solo se observaron frústulos fragmentados en PPSA 7 A. El grado de alteración no permitió su identificación.

### *Quistes de crisofitas*

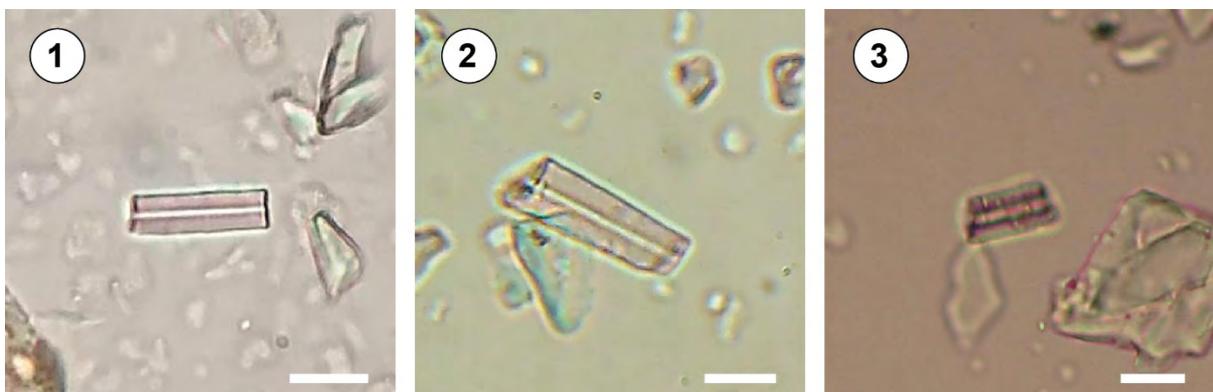
Se hallaron quistes conformando menos del 1 % de la muestra total en PSSA 4, 3 y 2 A, y estuvieron ausentes en el resto. Entre los quistes observados se pudo identificar 3 tipos mediante la nomenclatura propuesta por Frenguelli y solo uno mediante el sistema numérico ISWG (Figura 6.15).



**Figura 6.15.** Quistes de crisofitas hallados en PSSA (MO x450). **1**, *Clericia volvocina* (Quiste 189); **2**, *Clericia stanleyi*; **3**, *Clericia spinigera*.

### *Espículas de esponjas*

Solo se observaron fragmentos de espículas de esponjas en PSSA 4, conformando menos del 1 % de la mineralogía total (Figura 6.16).



**Figura 6.16.** Fragmentos de megascleras hallados en PSSA 4 (MO x450).

## Arcillas

Se analizaron las arcillas de PPSA 2 y 5 mediante difracción de rayos X. Ambas muestras presentaron una composición dominada por las especies minerales illita y esmectita (Figura 6.17).

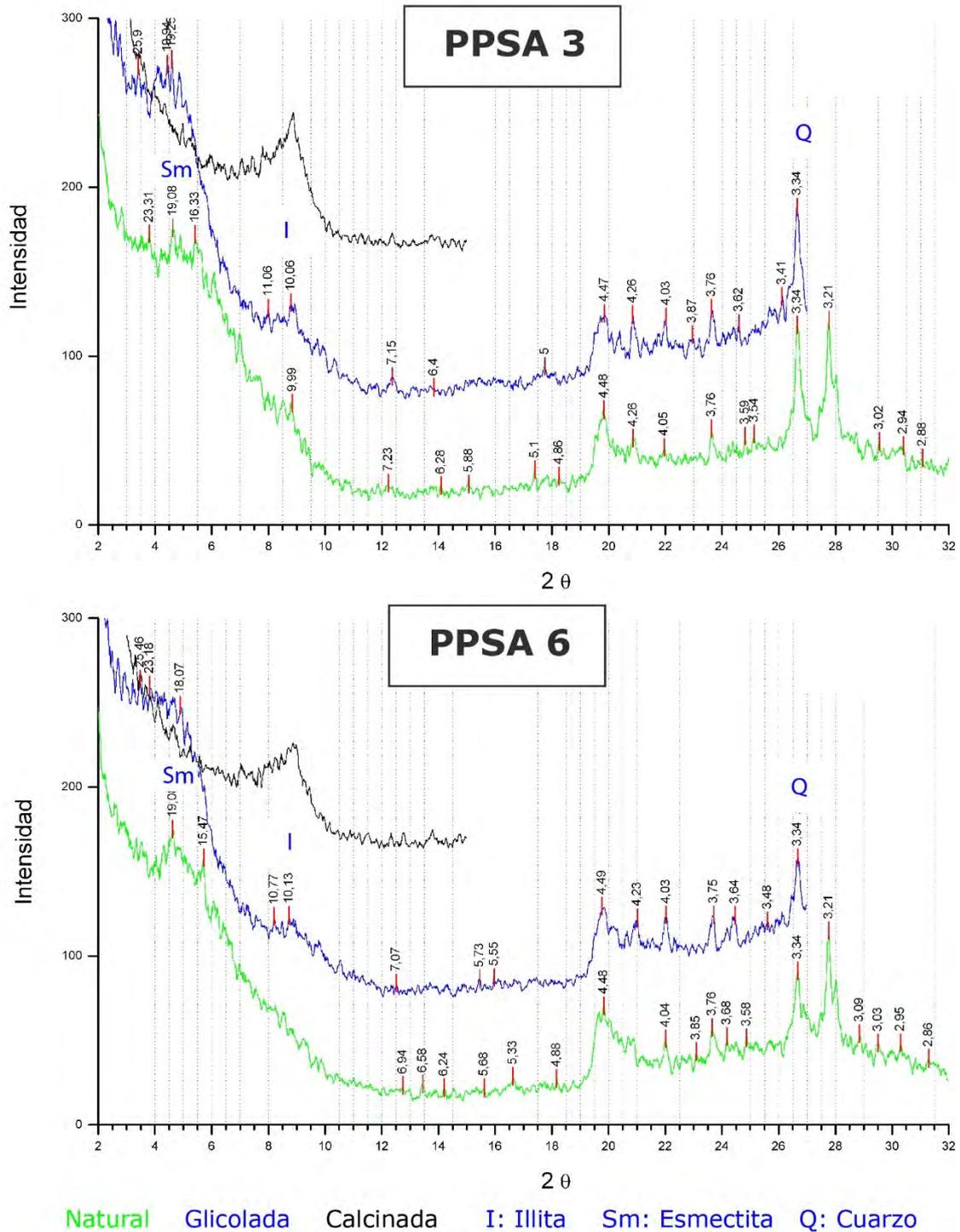


Figura 6.17. Difractograma de rayos X de arcillas en PPSA.

## CAPÍTULO VII

### DISCUSIÓN

En esta discusión, se examinará la importancia de las características morfológicas y del contenido de microfósiles de sílice amorfa en el estudio de las secuencias pedosedimentarias del sudeste bonaerense. Se analizarán las ventajas y limitaciones de estas características como indicadores, y se discutirá cómo su aplicación puede contribuir a una mejor comprensión de la evolución geológica y ambiental que ha dado forma a estas secuencias.

#### **7.1 Relevancia de las características morfológicas en el estudio de las secuencias pedosedimentarias**

La división de capas en las secuencias pedosedimentarias del Cenozoico tardío del sudeste bonaerense se ha realizado históricamente sobre la base de los límites reconocibles en campo (Kraglievich, 1952, 1953, 1959; Zárate, 1989). Estos límites son la expresión de cambios en las propiedades morfológicas de los depósitos (estructura de los agregados, textura, resistencia, grado de bioturbación, y presencia de costras calcáreas, fósiles y escorias). En base a los resultados de este trabajo, se discute a continuación la relevancia de las características morfológicas para el estudio de las secuencias:

#### **Color**

La descripción detallada de los perfiles permitió en primera instancia ponderar la escasa relevancia del color como propiedad distintiva para la diferenciación de secciones, a pesar de haber sido comúnmente mencionada en esquemas estratigráficos (Frenguelli, 1950; Kraglievich, 1952, 1953, 1959) y trabajos geológicos del área (Teruggi, 1957a, 1957b; Zárate, 1989; Beilinson, 2011). En este trabajo, el color de los sedimentos se describió de manera estandarizada mediante el uso de la carta de colores de referencia Munsell en condición seca y húmeda. Metodología que ha sido utilizada por Teruggi *et al.*, 1974 y Imbelloni y Teruggi, 1993 solo en condición seca. Según los resultados obtenidos, el color en seco varía de forma restringida dentro del matiz 10YR, con una luminosidad variable entre 6 y 8, y una saturación entre 3 y 4. Mientras que en húmedo el matiz varía entre 10YR y 7,5YR, y la luminosidad y saturación entre 3 y 4. Las muestras provenientes de secciones con rasgos hidromórficos constituyen una excepción a este rango de colores. Es posible que la diferencia de colores observada por distintos autores no esté relacionada a propiedades de los depósitos, sino a dos

condiciones extrínsecas y transitorias como: grado de exposición luz y grado de humedad de los sedimentos. La primera es variable dentro del frente acantilado, que presenta distintos rumbos en distancias cortas, y que también puede ser afectada por la oclusión de secciones más resistentes y sobresalientes, aún en días nublados con luz difusa. Y la segunda está relacionada a la influencia del agua de mar, la lluvia o incluso el agua subterránea. El tiempo de retención de esa humedad también puede ser diferencial entre secciones, dependiendo de la textura, cantidad de agua absorbida, y la exposición a la luz solar y viento.

### **Textura**

La homogeneidad textural típica de las secuencias pedosedimentarias, es una característica que ha dificultado su estudio (Teruggi *et al.*, 1957). Sin embargo, Beilinson (2011) llevó a cabo un análisis detallado de la Alofm. Punta San Andrés y reconoció diferentes fracciones, entre las que predominó el tamaño arena. A su vez, ponderó las texturas menos abundantes como las limo arcillosas y gravosas para el reconocimiento de estructuras sedimentarias y sus procesos formadores.

En este trabajo, se analizó la composición textural de las Alofm. Playa San Carlos, Punta Martínez de Hoz, y Punta San Andrés mediante método de tamizado y pipeteo. Se encontró variedad de composiciones texturales, aunque en un espectro restringido compuesto mayormente por sedimentos franco limosos y limos arcillosos. Al igual que los hallazgos de Beilinson (2011), las texturas menos frecuentes permitieron reconocer distintos ambientes de depositación: las más gruesas (limo arenoso) fueron halladas en paleocanales, y las más finas (arcillo limoso) en paleosuelos argílicos, paleocanales con estructura laminar y relleno de paleocuevas.

### **Estructura**

El análisis de la estructura de los agregados en las secuencias pedosedimentarias es fundamental para su estudio. Este criterio fue introducido por Teruggi *et al.* (1974), y posteriormente Kemp y Zárate (2000) utilizaron la presencia de estructura prismática y bloques angulares con cutanes para el reconocimiento de campo y estudio de paleosuelos.

En los perfiles estudiados, se clasificó la estructura de los agregados según las categorías establecidas por Soil Survey Staff (2014). Se halló un predominio de estructuras en bloques, la cual brinda aspecto masivo a los depósitos. La estructura laminada fue la menos frecuente y se encontró de manera localizada, asociada a paleocanales pandos y a la sección superior de paleocuevas. Mientras que la estructura prismática se encontró vinculada a secciones de las barrancas más susceptibles a la erosión, históricamente consideradas paleosuelos (Osterrieth y Shnack, 1984; Zárate y Fasano, 1984, 1989; Zárate, 1986, 1989; Zárate y Blasi, 1988).

Sin embargo, el desarrollo de agregados prismáticos vinculado a la iluviación de arcillas no es el único criterio para identificar la presencia de paleosuelos. Durante la descripción morfológica de los perfiles, se encontró bioturbación a lo largo de toda la secuencia. Estos resultados concuerdan con los hallazgos de Kemp y Zárate (2000) a partir de análisis micromorfológicos, lo que sugiere una pedogénesis continua de variable intensidad durante la depositación. Por lo tanto, resulta incorrecto considerar exclusivamente como paleosuelos a las secciones dentro de la secuencia pedosedimentaria que presenten estructura prismática, ya que esta estructura solo refleja la iluviación de arcillas, uno de los múltiples procesos que ocurren durante la formación del suelo y que es típica de un horizonte Bt.

Considerando que las secuencias han se depositaron durante una pedogénesis continúa con intensidad regulada principalmente por la variabilidad climática del lapso temporal que registran, las secciones con estructura prismática no constituyen un paleosuelo diferenciable del resto de las secciones por su origen. Por ello, en este trabajo se decidió denominarlos paleosuelos argílicos. Su presencia indica iluviación y generalmente puede asociarse a paleoclimas húmedos, aunque no siempre es el caso. Tal como se evidenció a partir del registro de silicofitolitos y se discute más adelante.

### **Consistencia en seco y húmedo**

La consistencia de los depósitos no fue relevante para este estudio, sin embargo, es una característica que cobra especial importancia en la comprensión de los procesos de remoción en masa de las barrancas costeras (Medina *et al.*, 2016). La consistencia en depósitos loésicos, junto con otros factores como la pendiente, la presencia de secciones pobres en arcillas y la frecuencia e intensidad de fenómenos climáticos favorecen la ocurrencia de procesos de remoción en masa (Zhuang *et al.*, 2021). A su vez para este registro en particular, la presencia

de niveles de carbonato de calcio es el principal factor de resistencia a la erosión del frente acantilado. Mientras que la construcción de espigones paralelos en gran parte del área ha reducido de forma artificial a casi la mitad la tasa de erosión (Bunicontro *et al.*, 2015).

Durante la descripción morfológica realizada en el marco de este trabajo, se halló que el grado de humedad juega un papel determinante en la resistencia física de las secuencias pedosedimentarias, dado que hubo un marcado cambio de cohesividad entre los estados seco y húmedo. La mayor parte de las muestras presentó una significativa reducción de la resistencia en condición de saturación. Esta cualidad de los depósitos potencia la inestabilidad del frente acantilado luego de las lluvias, fenómeno que es común para los depósitos con baja consistencia (Sunamura, 2015). La mayor recurrencia de procesos de remoción en masa luego de lluvias, y en particular de eventos de sudestada ha sido mencionada para las barrancas costeras en el área de estudio (Pontrelli Albisetti, 2017). Este fenómeno afecta incluso a los sectores protegidos por espigones artificiales paralelos y constituye un riesgo ambiental importante a investigar en el futuro.

### **Porosidad**

La porosidad de los depósitos se describió de manera cualitativa en los perfiles estudiados en este trabajo, y no se encontraron variaciones significativas entre las secciones. Los poros visibles, que pueden ser considerados pedotúbulos preservados, fueron generalmente abundantes y de tamaño medio a fino. Tal como se ha mencionado en trabajos anteriores para este registro (Imbellone y Teruggi, 1993; Osterrieth y Martínez, 1993). Los pedotúbulos resultan del crecimiento de raíces y túneles de la fauna del suelo (Brewer y Sleeman, 1963), por lo que son un registro de la continua actividad biológica durante la depositación. Dada su recurrencia, constituyen un icnofósil a ser estudiado con detalle, y que puede aportar nueva información paleoambiental.

A los abundantes pedotúbulos se suma la porosidad textural intrínseca de los depósitos, que deriva de su esqueleto limoso de minerales y biomineralizaciones con escasa diagénesis, característica que comparten con los suelos actuales de la zona (Pecorari *et al.*, 1990).

La suma de los pedotúbulos al espacio textural comprende la alta porosidad primaria de las secuencias, responsable de su buen drenaje y comportamiento de acuífero (Auge *et al.*, 2002), un factor de importancia en la alta movilidad de compuestos químicos disueltos. Por ello, la

alta porosidad de las secuencias es también determinante en la composición química del agua subterránea, la tasa de alteración de los minerales y biomineralizaciones (Vital *et al.*, 2016) y en la abundante presencia precipitados en forma de moteados y calcretas.

Puede decirse que los pedotúbulos no solo son un registro de la actividad biológica pasada, sino que también junto con el espacio textural desempeñaron un papel importante en la formación y evolución de las secuencias.

El relleno y revestimiento de los pedotúbulos que forman parte de la porosidad de las secuencias pedosedimentarias fue por primera vez descrito en detalle durante este trabajo. En los agregados analizados, se hallaron pedotúbulos finos y ramificados vacíos, revestidos o rellenos por carbonato de calcio, arcillas u óxidos de Fe/Mn. En general, se encontró que los pedotúbulos no ramificados y de mayor diámetro estaban asociados a rellenos de arcilla.

Los óxidos de Fe alojados en pedotúbulos revisten especial importancia para el estudio de las secuencias, dado que permiten diferenciar entre condiciones redoximórficas originadas por el anegamiento de agua superficial, de las que resultan por agua subterránea (PiPujol y Buurman, 1994). Según estos autores, la Hematita se forma en los pedotúbulos por repetida humectación y desecación, típica de ambientes anegados (suelos gley). Mientras que la formación de Goethita se favorece en ambientes con influencia del nivel freático, es decir, de saturación permanente a semipermanente (suelos pseudogley).

El análisis de los depósitos minerales en pedotúbulos de los perfiles estudiados permitió identificar un paleohumedal (PEBL 16), que se formó como resultado de condiciones reducción causadas por afloramiento de aguas subterráneas. La interpretación de un acuífero libre cercano a la superficie durante intervalos húmedos del Cenozoico tardío en el sudeste bonaerense es avalada por homologación con la condición actual.

Los pedotúbulos han proporcionado valiosa información sobre los intervalos húmedos del pasado. Estos hallazgos contribuyen a una mejor comprensión de la evolución paleoambiental e hidrogeológica del sudeste bonaerense.

## **7.2 Relevancia de las características químicas en el estudio de las secuencias pedosedimentarias**

Las variables químicas estudiadas en este trabajo fueron seleccionadas con el objetivo de analizar su rol en la tafonomía de los microfósiles de sílice amorfa. Sin embargo,

los resultados poseen relevancia en sí mismos para el estudio de las secuencias pedosedimentarias.

### **pH**

El pH presentó baja variabilidad dentro de los perfiles. En PEBL el pH fue en promedio neutro (7) y en PPSA ligeramente alcalino (8). Valores similares fueron obtenidos por Osterrieth *et al.* (2009) en 10 perfiles de las secuencias pedosedimentarias dentro del área de estudio. Así mismo, Vital *et al.* (2018) encontraron valores de pH cercanos a 7 en ensayos de laboratorio para las limolitas loessoides, y alrededor de 8 para los depósitos de calcretas.

Los resultados obtenidos concuerdan con los recurrentes depósitos de toscas y condiciones de pH neutras a ligeramente alcalinas en los depósitos saturados. Esto es relevante para el estudio de los ciclos biogeoquímicos en el sudeste bonaerense, considerando que el pH es un factor que controla la disolución y movilidad de elementos químicos, determinando su biodisponibilidad o toxicidad (Patrick y Verloo, 1998). También afectaría la química del agua subterránea, que luego del momento de recarga alcanza el equilibrio hidroquímico rápidamente con la fase mineral y biomineralizaciones de la matriz (Vital *et al.*, 2018).

Es importante destacar que estos resultados reflejan las condiciones actuales de los depósitos saturados, y que es necesaria más información sobre los efectos de los diferentes climas que se sucedieron para que puedan ser extrapolados al Cenozoico.

### **Sílice disuelta**

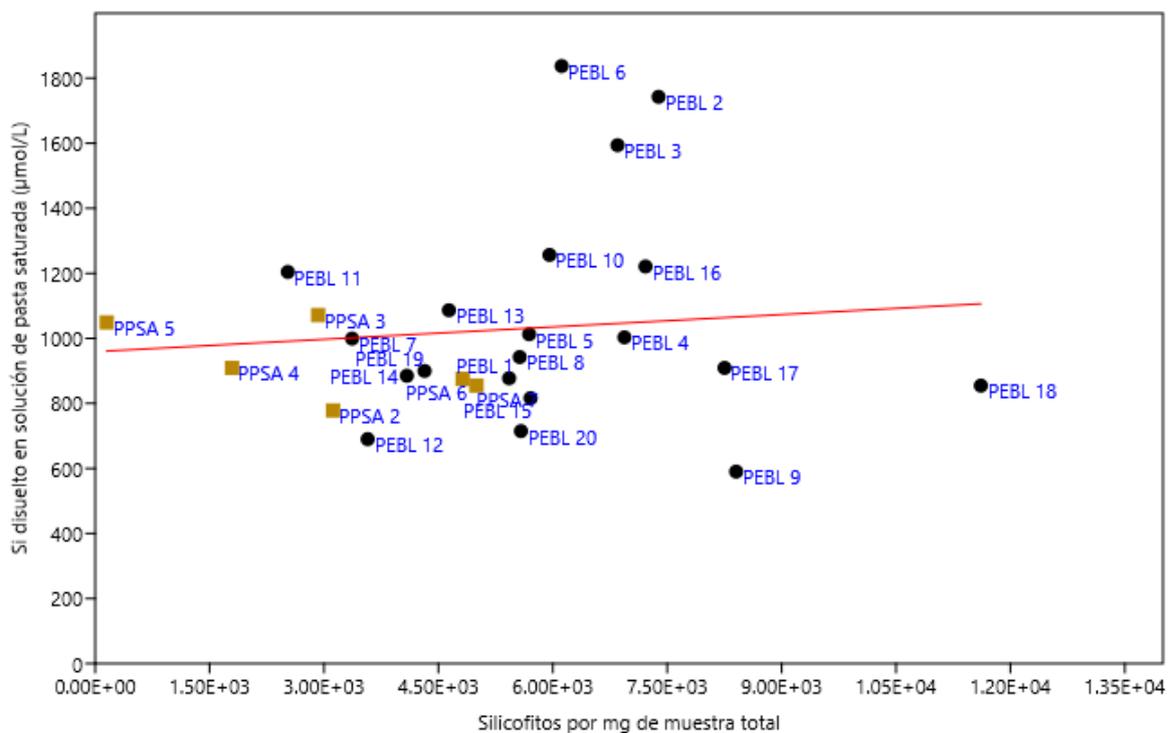
Las concentraciones de silicio disuelto en solución halladas en este trabajo fueron en promedio  $1056 \pm 343,9$   $\mu\text{mol/L}$  en PEBL y  $922,9 \pm 104,8$   $\mu\text{mol/L}$  en PPSA. Los mayores valores fueron encontrados las secciones inferiores de PEBL y paleosuelos argílicos. Estos resultados son consistentes con investigaciones anteriores realizadas en aguas subterráneas del área, que identificaron concentraciones altas, en promedio 746–870  $\mu\text{mol/L}$  (Martínez y Osterrieth, 1999; Miretzky *et al.*, 2001; Borrelli *et al.*, 2010; Borrelli *et al.*, 2012).

La abundancia de silicio disuelto en el acuífero es muy superior a los valores medios mundiales reportados 83–500  $\mu\text{mol/L}$  (Wilding *et al.*, 1989) y 150–200  $\mu\text{mol/L}$  (Sommer *et al.*, 2006). Por otra parte, en aguas superficiales las concentraciones de elementos son generalmente menores (Santos *et al.*, 2008). En el área se han encontrado concentraciones de silicio disuelto

en la Cuenca Los Padres en promedios de 123,4  $\mu\text{mol/L}$  en humedales y 351,6  $\mu\text{mol/L}$  en cursos fluviales (Borrelli *et al.*, 2012).

El silicio disuelto en solución provendría de la meteorización de plagioclasas y neoformación de arcillas, así como también del aporte de silicatos minerales y de la sílice amorfa (Martínez y Osterrieth, 1999). Los silicatos minerales presentan una abundancia homogénea a lo largo de las secuencias (Teruggi *et al.*, 1957). Mientras que la sílice amorfa es más soluble (Ehrlich *et al.*, 2010), y posee mayor variabilidad, compuesta por vidrio volcánico y biomineralizaciones (silicofitolitos, diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de esponjas). Es por ello, que el aporte de silicio disuelto por parte de los silicofitolitos fue propuesto como una de las principales fuentes por Borrelli y Osterrieth (2006) y luego corroborado en ensayos de laboratorio por Vital *et al.* (2018).

La variabilidad de silicio disuelto en solución a lo largo de las secuencias no había sido abordada hasta este trabajo. Al igual que el registro de silicofitolitos, se encontró una menor representación en el perfil PPSA. Aunque, al realizar una regresión lineal entre la abundancia de silicofitolitos y la concentración de sílice disuelta en solución (Figura 7.1), se encontró una correlación débil y estadísticamente no significativa ( $r = 0,098$ ).



**Figura 7.1.** Gráfico de regresión lineal entre abundancia de silicofitolitos y sílice disuelta en solución para las secciones muestrales de PEBL y PPSA.

Si bien las biomineralizaciones de sílice amorfa y en particular los silicofitolitos pueden ser importantes fuentes de Si cerca de la superficie (Borrelli y Osterrieth, 2006; Vital *et al.*, 2018), otros factores controlarían las concentraciones en el subsuelo. Mas ensayos de disolución en laboratorio son necesarios para establecer la importancia de las biomineralizaciones como fuente de Si para este registro y para comprender el gradiente negativo observado hacia depósitos más recientes.

### **7.3 Importancia paleoambiental y tafonomía de los microfósiles de sílice amorfa en las secuencias pedosedimentarias**

La reconstrucción de los paleoambientes que se sucedieron en el sudeste bonaerense durante el Cenozoico tardío es una tarea dificultosa debido a la escasa preservación de rasgos depositacionales en las secuencias pedosedimentarias. Esto se debe principalmente a la intensidad de los procesos postdepositacionales como la pedogénesis, bioturbación y alta actividad hídrica relacionada al acuífero. Así mismo, la homogénea composición mineral de los depósitos no permite distinguir entre ambientes sedimentarios eólicos y fluviales, y es a su vez poco sensible a transformaciones pedológicas (Osterrieth *et al.*, 2009). Por ello, gran parte de las interpretaciones paleoclimáticas y paleoambientales han surgido del abundante registro fósil (Cione *et al.*, 2015). Aun con las limitaciones que presenta interpretar el hábitat de fauna extinta (Prieto, 2016). En este contexto, la información obtenida del análisis de los contenidos de microfósiles de sílice amorfa puede ofrecer valiosa información paleoambiental para este registro.

Los microfósiles de sílice amorfa son observados comúnmente en conjunto bajo microscopio óptico, incluso utilizando diferentes procesamientos y medios de montaje. A pesar de hallarse juntos y brindar información paleoambiental complementaria, los estudios que integren su aplicación como bioindicadores son escasos (Novello *et al.*, 2015). En el registro geológico del sudeste bonaerense, solo se conocen estudios de este tipo para el Holoceno (Bonomo *et al.*, 2009; Stutz *et al.*, 2014; Colobig *et al.*, 2014b).

Este trabajo de tesis se abordó planificando un enfoque *multiproxy*, incluyendo silicofitolitos, diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de esponjas, sin embargo, la metodología presentó incompatibilidades para un análisis en conjunto. La identificación de silicofitolitos en microscopio óptico requiere observar las partículas en tres dimensiones en un campo libre de arcillas y en un medio de montaje que permita la rotación de partículas. Dado que diferentes

morfotipos pueden confundirse si se observan desde una vista fija (Piperno y Pearsall, 1998). Así mismo, para poder realizar análisis cuantitativos es necesario el montaje en portaobjetos de una muestra seca con peso conocido (Álvarez *et al.*, 2008a). Para satisfacer estas condiciones, la metodología de extracción y observación recomendada para el estudio de silicofitolitos consta en: reducir el contenido de arcillas mediante centrifugación repetida y montar en aceite de inmersión para la rotación de partículas (Álvarez *et al.*, 2008a). Esta metodología se pudo utilizar para el estudio de diatomeas, dado que la centrifugación producía la fragmentación de los frústulos y el secado total de la muestra los destruía casi completamente. Atendiendo a estas limitaciones, las diatomeas se estudiaron con una metodología diferente: se redujeron las arcillas por decantación y se montaron las muestras en suspensión en un medio fijo (Naphrax<sup>®</sup>) (Hassan *et al.*, 2009). Por tanto, no se pudo trabajar con un peso seco conocido para este bioindicador y solo fue posible realizar análisis semicuantitativos a partir de los resultados obtenidos.

Quistes de crisofitas y espículas de esponjas se encontraron representados en cantidades y estados de preservación similares con ambas metodologías, por lo que fueron analizados junto con los silicofitolitos.

Trabajar con diferentes metodologías a partir de una misma muestra supone un gran obstáculo. Esto probablemente ha profundizado la segregación de los grupos de investigación del país especializados en microfósiles de sílice amorfa, formando sus subdisciplinas. El trabajo en conjunto de los grupos puede sortear esta dificultad, compartiendo muestras de sitios de interés para generar valiosa información complementaria. También supondría un aprovechamiento de recursos y financiamiento para el trabajo de campo y obtención de muestras; una de las principales limitaciones para el avance del conocimiento paleoambiental de nuestro país.

En los perfiles estudiados en este trabajo, los silicofitolitos fueron el único microfósil de sílice amorfa hallado en abundancias suficientes como para admitir análisis cuantitativos. Mientras que diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de esponjas se encontraron conformando menos del 1 % de la muestra total y en pobres estados de preservación.

Para valorar la capacidad de los ensambles de reflejar las condiciones paleoambientales de un determinado registro, es fundamental evaluar las condiciones en las que se formaron y conservaron (Osterrieth *et al.*, 2009, 2014b, 2016; Strömberg *et al.*, 2018). Por ello a continuación se analiza la producción de biomineralizaciones hallada en ambientes análogos actuales, los mecanismos de dispersión que actuaron durante la depositación y la simultánea

pedogénesis de las secuencias pedosedimentarias y los procesos tafonómicos que pudieron causar reducciones o concentraciones.

### **7.3.1 Biomineralizaciones de sílice amorfa en ambientes actuales del sudeste bonaerense**

En los ambientes actuales estudiados, las biomineralizaciones de sílice amorfa se encontraron en abundancia. Las estimaciones de cantidad por miligramo fueron en promedio de  $14\,883 \pm 5303$  en suelos y  $20\,649 \pm 3326$  en sedimentos de ambientes lénticos. Cabe mencionar que estos valores no suman correctamente a las diatomeas, sino que deben ser consideradas abundancias mínimas. La fragilidad de los frústulos hizo que fuera imposible calcular las cantidades por peso de muestra seca. A pesar de esto, se lograron obtener otros datos semicuantitativos, como la abundancia relativa de especies.

Estudios previos en la zona registraron abundancias de silicofitolitos por miligramo de suelo (Osterrieth *et al.*, 2016) y analizaron los ensambles de diatomeas en ambientes lénticos someros (Hassan *et al.*, 2009). Sin embargo, los resultados obtenidos en este trabajo constituyen el primer registro que integra silicofitolitos, diatomeas, quistes de crisofitas y espículas en suelos y sedimentos de ambientes lénticos.

Los ensambles de ambas unidades de estudio estuvieron mayoritariamente compuestos por silicofitolitos, en concentraciones que reflejan la prevalencia de gramíneas en la vegetación.

En el suelo se estimó un promedio de  $13\,028 \pm 4543$  silicofitolitos/mg, y se observó una disminución de hasta el 70 % por debajo del horizonte A. Este patrón ha sido previamente identificado en suelos del sudeste bonaerense y el mundo (Osterrieth, 2000; Borrelli y Osterrieth, 2008; Osterrieth *et al.*, 2014a).

A pesar de tener menor cobertura vegetal, en las lagunas someras se estimaron mayores abundancias respecto del suelo, en promedio  $20\,649 \pm 3326$  silicofitolitos/mg, con una relativa constancia en profundidad (variabilidad = 16 %). Esta diferencia puede estar relacionada al aporte de silicofitolitos por escurrimiento superficial. Si bien el área de drenaje es restringida en los casos estudiados, es probable que se produzca un sesgo por acumulación. Aun considerando que la profundidad estudiada en las lagunas someras fue menor y que el muestreo se realizó con mayor detalle, es posible afirmar que en ambientes lénticos no se produce la marcada disminución de abundancias con la profundidad. La favorable preservación de silicofitolitos en ambientes lénticos es un fenómeno tafonómico susceptible de ser estudiado.

Además de las diferencias en abundancia de silicofitolitos y su variabilidad con la profundidad, se encontraron distintas frecuencias relativas de morfotipos para las unidades de estudio actuales. Si bien los morfotipos RONDEL y ELONGADO ENTERO dominaron los ensambles en ambos ambientes, en las lagunas someras también se encontraron en abundancia BILOBADO, ELONGADO DENTADO y CRENADO. Estudios previos en lagunas del sudeste bonaerense han hallado ensambles similares (Borrelli *et al.*, 2011), y han discutido que los ambientes lénticos pueden ser identificados en reconstrucciones paleoambientales a partir del ensamble de silicofitolitos. Los resultados obtenidos en este trabajo respaldan ese argumento.

Por otra parte, diatomeas, quistes de crisofitas y espículas de esponjas se encontraron solo como fragmentos y estuvieron ausentes en la mayoría de los horizontes del suelo. Este resultado es el esperado para un sustrato con períodos de saturación de agua intermitentes, dado que son biomineralizaciones generadas por organismos de ambientes acuáticos.

Mientras que en los ambientes lénticos se encontraron diatomeas y quistes de crisofitas en diversidad y con buen estado de preservación.

La abundancia relativa de diatomeas permitió la delimitación de zonas en los testigos de cada laguna. En base a la dominancia de especies planctónicas como *Cyclotella meneghiniana* y *Aulacoseira granulata* en el ensamble, se pudo inferir períodos de profundización. Mientras que la dominancia de especies epífitas (*Gomphonema* spp.) y aerófitas (*Hantzschia amphyoaxis* y *Luthicola mutica*) indicarían períodos de somerización y desecación. Trabajos previos en lagunas someras eutróficas de alta turbidez del sudeste bonaerense han encontrado ensambles similares, y han determinado que las variaciones en las comunidades de diatomeas son definidas principalmente por la salinidad y concentración de nutrientes (Hassan *et al.*, 2009). En este trabajo se evaluaron lagunas someras aledañas con parámetros ambientales similares, donde la profundidad y permanencia de agua han producido diferencias significativas en los ensambles de diatomeas. La mayor representación de diatomeas pennadas refleja la importancia de estas variables, dado que poseen mayor adaptabilidad a períodos de desecación por la eficacia en sus métodos de reproducción sexual, que les permite acortar el ciclo de vida (Sato *et al.*, 2011; Davidovich *et al.*, 2012).

Los 14 tipos de quistes de crisofitas hallados constituyen el primer registro en lagunas someras del sudeste bonaerense. Hasta el momento solo se contaba con menciones y estudios cuantitativos en el sector central de la provincia (Allende *et al.*, 2009). La implementación del sistema numérico del ISWG para la identificación de quistes permitirá a futuro reconocer los

patrones de distribución dentro de nuestro país y su comparación con el registro mundial, mientras el conocimiento sobre la afinidad biológica de los quistes avanza.

Las espículas de esponjas se encontraron solo como megaescleras fragmentadas en las lagunas, donde no se dan condiciones propicias para el desarrollo de esponjas, como la presencia de corrientes de agua y diversidad de sustratos (Kuerten *et al.*, 2013). El registro en el sudeste bonaerense se encuentra restringido al A° Chapadmalal, donde se identificó el género *Ephydatia fluviatilis ramsayi* (Bonetto y Ezcurra de Drago, 1967). Recientemente se registraron gemoescleras distintivas del género y se hallaron esponjas en posición de vida en A° Los Padres y río Quequén Salado (M. Parolín, sin publicar). Si bien se ha mencionado que las espículas pueden ser un bioindicador útil para diferenciar entre paleoambientes lénticos y lóticos (Kuerten *et al.*, 2013), la escasa presencia y diversidad de esponjas en el sudeste bonaerense dan cuenta que este uso podría generar errores de interpretación.

### **7.3.2 Silicofitolitos**

Los silicofitolitos han sido ponderados por su utilidad como bioindicadores para reconstruir la paleovegetación, especialmente en depósitos ricos en vidrio volcánico y en los que predomina la oxidación, donde son un elemento resistente capaz de preservarse (Strömberg, 2003; Strömberg *et al.*, 2018). Cualidades que se cumplen en las secuencias pedosedimentarias, donde el vidrio volcánico es un componente constante en la matriz, y la alta porosidad primaria (pedotúbulos y porosidad textural) determina su fuerte carácter oxidante. A estas condiciones oxidantes, se les suman los repetidos ciclos de humectación y desecación producidos por fluctuaciones del nivel freático, que también causan la destrucción del registro polínico (Tschudy, 1969), restringiendo las posibilidades de interpretar la paleovegetación. En síntesis, en las secuencias pedosedimentarias no se dan las condiciones para la preservación de polen (Isla *et al.*, 2015). Causando que la evolución de la paleovegetación en el sudeste bonaerense previa al Holoceno no haya podido ser abordada en detalle. Mientras que la mayor parte de las reconstrucciones proviene de estudios palinológicos en secuencias aluviales cuaternarias más recientes (Prieto, 2016).

En las secuencias pedosedimentarias, los silicofitolitos han sido mencionados como un componente importante de la matriz. Normalmente constituyen entre el 5 y 25 %, aunque también se han registrado en abundancias de hasta el 40 % (Osterrieth *et al.*, 2009). Los elevados contenidos de silicofitolitos presentes en toda la secuencia evidenciarían una

pedogénesis constante (Osterrieth *et al.*, 2009), tal como se ha interpretado a partir de análisis micromorfológicos (Kemp y Zárate, 2000).

Las fluctuaciones de abundancia en un registro responden al balance entre la producción de la paleovegetación *in situ* (Piperno, 1988), el aporte eólico de silicofitolitos alóctonos individuales o en agregados (Osterrieth *et al.*, 2009), y otros factores de dispersión local como el transporte fluvial y biológico (Strömberg *et al.*, 2018). Finalmente, los ensamblajes pueden ser modificados por factores tafonómicos produciendo reducciones o concentraciones postdepositacionales (Osterrieth *et al.*, 2009; 2014b). Por ello, con la finalidad de valorar la capacidad de los ensamblajes de silicofitolitos de representar la paleovegetación local, se analizarán los mecanismos de dispersión y procesos tafonómicos que habrían actuado, y su presencia en suelos y sedimentos de ambientes actuales:

En el sudeste bonaerense, se ha registrado el aporte de silicofitolitos alóctonos transportados en suspensión por el viento (Osterrieth *et al.*, 2009; Latorre *et al.*, 2012; Aleman *et al.*, 2014). Si bien se podría esperar un mayor grado de fragmentación en silicofitolitos alóctonos transportados por el viento, una fracción viaja incluida y protegida en agregados, que una vez depositados no presentan características distintivas de los producidos localmente (Osterrieth *et al.*, 2009). En primera instancia, esto puede generar la representación de vegetaciones distantes en los ensamblajes preservados. Pero también se puede producir la sobrerrepresentación de morfotipos de menor tamaño ( $< 20 \mu\text{m}$ ), los cuales tienen mayor probabilidad de ser transportados por el viento (Folger, 1970). Especialmente teniendo en cuenta que se infieren paleoambientes abiertos para el Cenozoico tardío, y a diferencia de áreas forestadas, los ensamblajes reflejan con menor fidelidad la paleovegetación local (Piperno, 1988; Bremond *et al.*, 2005; Aleman *et al.*, 2014). A pesar de los diferentes sesgos que se pueden producir, reconstrucciones paleoambientales basadas en silicofitolitos han demostrado que el aporte de la vegetación local al suelo es el principal determinante de la composición del ensamblaje, permitiendo reconocer diferencias horizontales, incluso en áreas vegetadas abiertas con aporte eólico (Strömberg *et al.*, 2018).

La magnitud de la influencia alóctona en el ensamblaje de silicofitolitos puede a su vez ser variable en el tiempo, ligada a la tasa de sedimentación y la dirección predominante de los vientos. Y sería especialmente importante luego de incendios, donde los silicofitolitos se elevan con el aire caliente al desprenderse del tejido vegetal, en lugar de depositarse en el suelo (Latorre *et al.*, 2012; Aleman *et al.*, 2014). Los silicofitolitos que han sufrido exposición al

fuego pueden presentarse de tonalidades marrones o con centros oscurecidos, y en caso de alcanzar altas temperaturas pueden deformarse, perder ornamentaciones y/o fusionarse (Parr, 2006; Selkin *et al.*, 2015). Ninguna de las particularidades mencionadas se observó en los ensambles estudiados.

Al suroeste del área de estudio, los incendios naturales son un evento esporádico en la época estival, que contribuyen a mantener la estructura y funcionamiento de ecosistemas de pastizales y bosques abiertos. La frecuencia y magnitud de esos fuegos ha aumentado en las últimas décadas, luego del emplazamiento de comunidades ganaderas y las perturbaciones en la dinámica natural producidas por el pastoreo, sumadas a las quemadas controladas o ilegales derivadas (Lattera, 2003). Mayor investigación sobre el transporte eólico de silicofitolitos y el efecto de los cada vez más frecuentes incendios naturales y artificiales al suroeste del área de estudio es necesaria para establecer la importancia actual de este fenómeno.

Al aporte eólico se suma el fluvial y aluvial, que pueden ser importantes en la dispersión de silicofitolitos según la topografía y geomorfología de un área (Fredlund y Tieszen, 1994). Dado que los ensambles de silicofitolitos reflejan principalmente la vegetación incluida dentro de la cuenca de drenaje (Piperno, 2006), y pueden concentrarse en niveles de base locales como lagunas y charcas.

En el área de estudio, las cuencas hídricas no presentan, ni habrían presentado durante el Cenozoico tardío grandes áreas de drenaje o extensas llanuras de inundación (Dangavs, 2005). Por lo que se puede inferir que el escurrimiento superficial no habría agregado silicofitolitos alóctonos al registro en cantidades significativas. Aunque sí puede haber provocado la translocación local y concentración de morfotipos. Estudios empíricos han establecido que diferentes morfotipos tienden a concentrarse durante el transporte en agua, resultando en ensambles seleccionados por forma y tamaño (Strömberg, 2007). Los resultados en ambientes actuales analizados en este trabajo sugieren lo mismo, dado que se encontraron mayores abundancias de silicofitolitos por miligramo de muestra total en lagunas someras respecto del suelo.

La importancia del transporte biológico en el registro, a diferencia de las anteriores, puede haber tenido mayor variabilidad. Considerando los cambios faunísticos que se sucedieron durante el Cenozoico tardío en el sudeste bonaerense. El transporte producido por la herbivoría y la posterior depositación de silicofitolitos incluidos en heces en otro sitio está ligada al rango de hábitat de cada especie (Fredlund y Tieszen, 1994). Los grandes herbívoros son capaces de

provocar mezclas de ensambles, mientras que los pequeños con sus restringidas áreas de hábitat tendrían un impacto mucho menor (Strömberg, 2007). A su vez, la herbivoría favorece la ocurrencia de morfotipos robustos y resistentes a la degradación del proceso digestivo, como los RONDEL, ELONGADOS y ESFEROIDES (Paolicchi *et al.*, 2021). Por ello, y teniendo en cuenta la tendencia a la disminución del tamaño de las especies del sudeste bonaerense en el transcurso del Cenozoico tardío (Cione *et al.*, 2015), el transporte biológico habría sido un factor con decreciente relevancia.

Luego del enterramiento del suelo, diversos factores tafonómicos afectan y modifican los ensambles de silicofitolitos, produciendo sesgos en su capacidad de representar la paleovegetación. Por eso, para valorar la calidad de un registro es también fundamental identificar y analizar los procesos tafonómicos que actuaron en la historia posdeposicional. Principalmente la fragmentación por acción mecánica y la disolución por ataque químico. Un aspecto que está siendo incluido con mayor frecuencia en reconstrucciones paleoambientales basadas en silicofitolitos (Osterrieth *et al.*, 2009; Strömberg *et al.*, 2018).

La fragmentación mecánica cobra especial importancia en sedimentos de textura gruesa, y afecta especialmente a los morfotipos con una dimensión dominante como bilobados y elongados (Osterrieth *et al.*, 2009).

En los ensambles analizados, se cuantificaron los silicofitolitos fragmentados no identificables. Los cuales se hallaron conformando alrededor del 65 % de los ensambles en PEBL, y alrededor del 39 % en PPSA. Mientras que en ambientes análogos actuales los valores de fragmentación fueron 55 % en suelos y 20 % en lagunas. El ambiente de depositación jugaría un papel determinante en el esfuerzo mecánico que soportan los silicofitolitos. Si bien la abundancia de silicofitolitos fragmentados puede producir sobreestimaciones en análisis cuantitativos, en análisis de frecuencias relativas de morfotipos produce un sesgo menor. Por ello, en ensambles donde no se encuentra un amplio rango de tamaños de silicofitolitos, Selkin *et al.* (2015) recomiendan realizar interpretaciones con cautela. Esta sobreestimación no estaría presente en este trabajo, dado que la reducción de muestra fue llevada a cabo de forma meticulosa y no se observaron morfotipos concentrados por tamaño en los ensambles analizados.

Por su parte, la disolución afecta principalmente a morfotipos con superficie específica alta y con menores grados de silicificación, como ha sido demostrado en ensayos de disolución en laboratorio (Borrelli, 2008; Fraysse *et al.*, 2009, Ehrlich *et al.*, 2010; Prentice y Webb, 2016).

Datos empíricos en distintos suelos han mostrado de forma repetida que la concentración de silicofitolitos es mayor cerca de la superficie, con una rápida disminución de la abundancia con la profundidad (Alexandre *et al.*, 1997; Osterrieth, 2000; Blecker *et al.*, 2006; Borrelli y Osterrieth, 2008; White *et al.*, 2012; Osterrieth *et al.*, 2014a). Esta relación entre la profundidad y la concentración de silicofitolitos es una curva recurrente que resulta de la suma del efecto de la traslocación vertical, y los procesos de disolución. Aunque a profundidades mayores al metro en el perfil de suelo la concentración de silicofitolitos se estabilizaría (Song *et al.*, 2016). Esto se debe a que, en los primeros centímetros de suelo, la actividad de las raíces produce la disolución de los morfotipos más solubles, enriqueciendo la solución de suelo en ácido monosilícico que luego las plantas reabsorben (Alexandre *et al.*, 1997; White *et al.*, 2012). Dado que ciertos componentes de la materia orgánica, en conjunto con hierro, aluminio y calcio, son considerados elementos condicionantes de la alteración de los silicofitolitos (Knoll, 1985).

La disolución es la principal causa de escasez, en suelos y paleosuelos, de morfotipos con una delgada pared de sílice amorfa. Esta clase de morfotipos pobremente silicificados se encuentran en mayor proporción en el tejido vegetal; muchos de los cuales son característicos de dicotiledóneas, como las células epidérmicas poligonales y elementos de traqueidas silicificados (Bartoli y Wilding, 1980), o distintivos de las ciperáceas como los conos (Novello *et al.*, 2012). Por lo tanto, los ensambles de silicofitolitos presentan sesgos de representación de esas vegetaciones que deben ser tenidos en cuenta en la interpretación del registro.

El pH alcalino es el principal catalizador de la tasa de disolución de silicofitolitos, que a pH superiores a 8 en experimentación *in vitro* se disuelven parcialmente (Fraysse *et al.*, 2009; Borrelli *et al.*, 2010; Ehrlich *et al.*, 2010; Prentice y Webb, 2016). Por ello, los silicofitolitos hallados en suelos y sedimentos alcalinos, se encuentran altamente corroídos (Alexandre *et al.*, 1997; Madella y Lancelotti, 2012). El pH actual en el registro pedosedimentario fue cercano a 8 en pocas secciones, que si bien posee abundantes depósitos de carbonato de calcio no se encontró una gran variabilidad relacionada a su ocurrencia. En consecuencia, puede interpretarse que la solución de los depósitos no sería, ni habría sido, lo suficientemente alcalina como para producir sesgos en el registro de silicofitolitos.

La intensidad de los procesos de disolución, puede identificarse a través del grado de corrosión de las superficies de los silicofitolitos (Alexandre *et al.*, 1997; Blecker *et al.*, 2006;

Madella y Lancelotti, 2012). La presencia de corrosión y partículas de sílice secundaria podría indicar un registro incompleto. En suelos del área con pH mayor a 9 se encontraron ensambles preservados, aunque en concentraciones menores a las esperadas (Osterrieth *et al.*, 2009). Otro indicador es la presencia de partículas de sílice secundaria. Esta se forma durante la pedogénesis, principalmente a partir de la disolución de sílice amorfa en los horizontes O, A y principalmente en la zona de raíces, donde la presencia de moléculas orgánicas aumenta la tasa de disolución incluso a pH neutros y bajas temperaturas (Kendrick 2005). La sílice luego reprecipita en subsuelo (Kendrick y Graham 2004; Kendrick, 2005). Este proceso es particularmente común en suelos de climas áridos con estacionalidad marcada, así como también en suelos con material parental volcánico (Kendrick, 2005). Las partículas de sílice secundaria pueden ser reconocidas y diferenciadas de los silicofitolitos en base a su alta translucidez (Strömberg, 2004).

En los ensambles analizados se observaron marcas de corrosión en superficies de silicofitolitos con frecuencia. El grado de corrosión se encontró vinculada al tipo de morfotipo (elongados espinosos y tricomas). Mientras que no se observaron partículas de sílice secundaria.

En síntesis, los silicofitolitos podrían considerarse un bioindicador útil para la reconstrucción de los paleoambientes del Cenozoico tardío en el sudeste bonaerense con los recaudos mencionados, dado que se encuentran en abundancia y no presentan sesgos importantes en su preservación.

### **Comparación entre ensambles de silicofitolitos actuales y del Cenozoico superior del sudeste bonaerense**

Los ensambles de silicofitolitos actuales fueron comparados con los del Cenozoico superior, considerando el Principio del Uniformismo Taxonómico (Dodd y Stanton, 1990), con el objetivo de identificar similitudes que contribuyan a la reconstrucción de los paleoambientes.

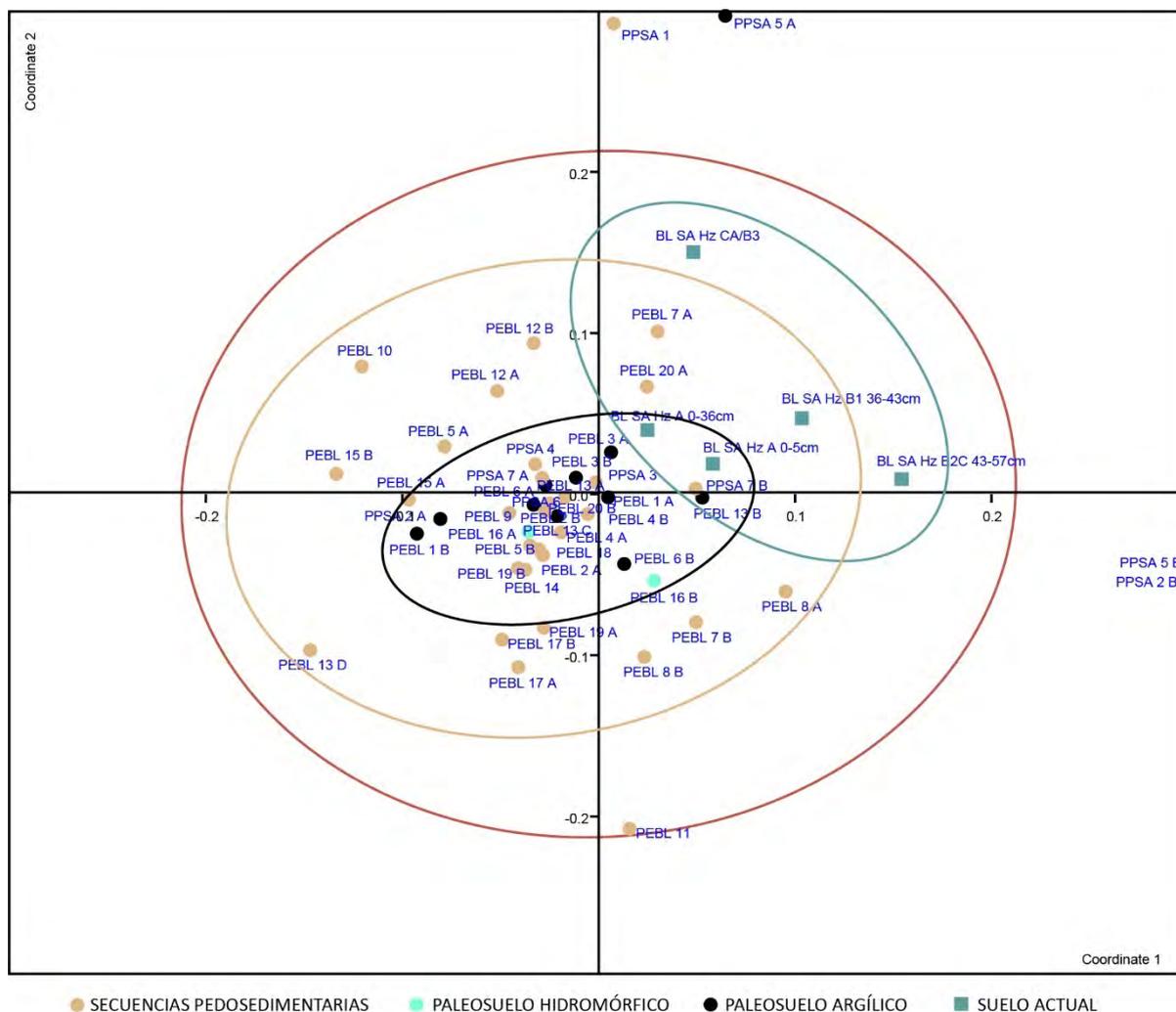
Estos análisis comparativos se realizaron considerando que los silicofitolitos se encontraron en abundancias significativas en las secuencias pedosedimentarias. A su vez, los ensambles de silicofitolitos actuales fueron capaces de reflejar la diferencia entre suelos y ambientes lénticos

del sudeste bonaerense. Por ello, se compararon las abundancias relativas de los morfotipos en los ensambles mediante análisis de escalamiento multidimensional no métrico (nm-MDS).

Al comparar los ensambles de silicofitolitos del suelo actual con los de las secuencias pedosedimentarias, se hallaron secciones muestrales similares en el diagrama de dispersión (PEBL 7 A, 13 B, 20 A y PPSA 7 B) (Figura 7.2). Cabe mencionar que PEBL 13 B forma parte del paleosuelo argílico mejor preservado en los perfiles analizados, y se agrupa cerca de los horizontes superficiales del suelo actual.

Por otra parte, se encontró que los paleosuelos argílicos poseen mayor similaridad entre sí, respecto del espectro de ensambles hallados en las secuencias pedosedimentarias. Aunque el 60 % de los ensambles fósiles, incluyendo los provenientes de secciones muestrales sin textura arcillosa, fueron semejantes a los de paleosuelos argílicos.

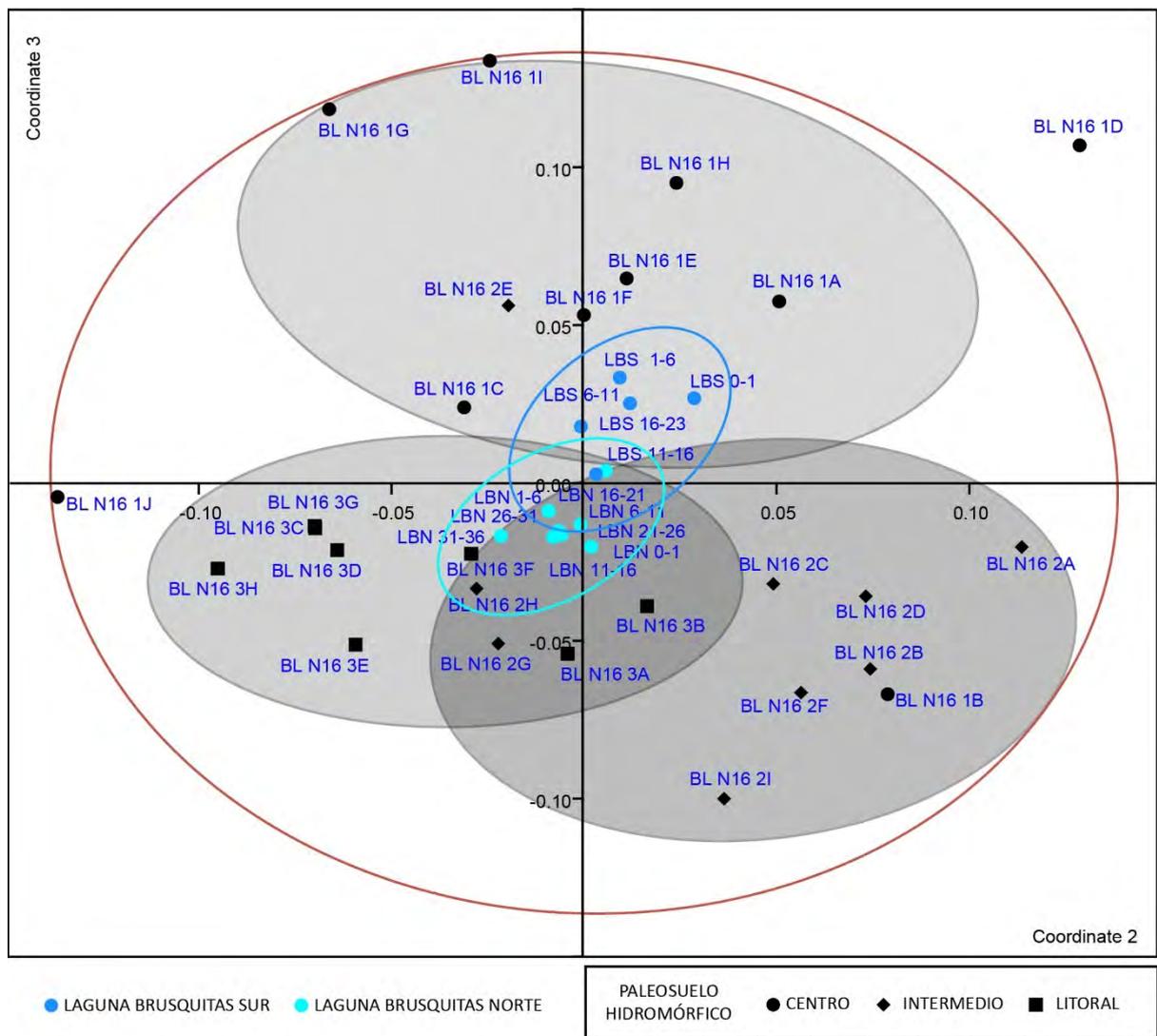
Las secciones muestrales estériles del Perfil Punta San Andrés (PSSA 1, 2 B, 5 A y 5 B) se ubicaron por fuera de la elipse con 95 % de intervalo de confianza, debido a la sobrerrepresentación de los pocos morfotipos hallados.



**Figura 7.2.** Análisis nm-MDS realizado con abundancias relativas de morfotipos en ensambles de silicofitolitos del Cenozoico superior y horizontes del suelo actual.

Stress = 0,14.

Por otra parte, al comparar los ensambles de ambientes lénticos actuales, se halló que las lagunas son diferenciables entre sí, ya que en el diagrama de dispersión formaron un agrupamiento claro para cada una (Figura 7.3). Contrastando cada grupo actual con los distintos sectores del paleosuelo hidromórfico (PEBL 16), se observó que los ensambles actuales de Laguna Brusquitas Sur son similares al sector central de la paleolaguna. Por su parte, Laguna Brusquitas Norte presentó morfotipos semejantes al sector intermedio y litoral de PEBL 16.



**Figura 7.3.** Análisis nm-MDS realizado con abundancias relativas de morfotipos en el ensamble de silicofitolitos de las muestras del paleosuelo hidromórfico (NH) del Perfil Escalera Barranca Los Lobos (PEBL 16), y los testigos de las lagunas LBS y LBN.

Stress= 0,06.

### 7.3.3 Diatomeas

Las diatomeas han sido mencionadas en los depósitos aflorantes en las barrancas costeras del sudeste bonaerense (Frenguelli, 1950; Isla *et al.*, 2015), sin embargo no se conoce registro de los taxones, ni se han utilizado en reconstrucciones paleoambientales. La mayor parte del registro de diatomeas en el área proviene de estudios realizados en lagunas someras (Zárate *et al.*, 2000; Hassan *et al.*, 2006; Stutz *et al.*, 2010, 2014), las cuales han permitido reconstruir los cambios ambientales del Holoceno y Pleistoceno tardío (García-Rodríguez *et al.*, 2009). El resto del registro proviene de análisis de ensambles

modernos, donde la búsqueda se ha centrado en establecer relaciones con parámetros ambientales que permitan desarrollar funciones de transferencia (Hassan *et al.*, 2009). Mientras que el registro de este bioindicador para el resto del Cenozoico superior ha sido pobremente abordado del sudeste bonaerense.

En este trabajo se analizaron depósitos del Plioceno y Pleistoceno, y aunque seis de las secciones estudiadas fueron identificadas de origen lótico o léntico, donde la presencia de agua habría permitido el desarrollo de diatomeas, la abundancia de estos microfósiles no fue superior a 1 %. La pobre representación de diatomeas en los depósitos solo posibilitó una caracterización cualitativa. Los resultados se utilizaron con cautela para reforzar las interpretaciones realizadas a partir del estudio de silicofitolitos. De las cinco especies de diatomeas identificadas, dos poseen modo de vida plantónico (*Aulacoseira granulata* y *Cyclotella meneghiniana*), y fueron halladas dentro de la Alofm. Playa San Carlos, así como también en el paleosuelo hidromórfico (PEBL 16) de la Alofm. Punta San Andrés. Estas especies son indicadoras de alta disponibilidad de agua. El resto de las especies identificadas son epífitas (*Hantzchia amphioxys*, *Hippodonta sp.*, y *Pinnularia borealis*) y aparecen distribuidas a lo largo de todo el perfil, con un leve aumento en la parte superior de la Alofm. Punta Martínez de Hoz. Su presencia indicaría desarrollo de suelos en condiciones de anegamiento.

Para comprender la escasez de diatomeas en el registro es fundamental el estudio en ambientes análogos actuales y el análisis de los procesos tafonómicos que podrían haber actuado.

En el registro actual, la presencia de frústulos de diatomeas se encontró vinculada al tipo de ambiente. En el perfil de suelo se encontraron como componentes traza, debido a la baja presencia de organismos formadores. Los frústulos identificados pertenecen a géneros resistentes a períodos de exposición aérea como *Pinnularia borealis*, *Hantzchia amphioxys* y *Nitzschia palea*. Mientras que en testigos de ambientes lénticos los frústulos de diatomeas fueron un componente principal de los ensambles. Allí, se identificó un total de 35 taxones, con modos de vida bentónico y planctónico. La calidad del registro hallado en las lagunas permitió reconstruir niveles de profundidad relativos y permanencia de agua en su historia.

En contraste, en las secuencias pedosedimentarias no se hallaron ensambles con diversidad de taxones. A pesar de que se identificaron paleoambientes lénticos a partir de características morfológicas y en base al ensamble de silicofitolitos. La escasa representación de diatomeas estaría vinculada a su baja capacidad de preservación para este registro. La preservación de las

valvas de diatomeas está condicionada por factores ambientales como la salinidad, el pH (alcalinidad) y la temperatura, interacciones biológicas (bioturbaciones) y por características intrínsecas de cada especie (Ryves *et al.*, 2006). En estudios de disolución, las diatomeas han demostrado poseer menor resistencia a la disolución en ambientes alcalinos que los silicofitolitos (Borrelli *et al.*, 2010). A su vez, en diferentes especies de diatomeas se ha encontrado que las valvas más robustas, con una baja superficie valvar respecto al volumen, poseen una mayor capacidad de preservación (Ryves *et al.*, 2001). Por ello, puede esperarse que en el registro se favorezca la representación de géneros pennados, dado que poseen una gruesa pared de sílice que les brinda una excepcional capacidad de preservación (Hassan *et al.*, 2018).

En síntesis, las diatomeas están presentes en ambientes lénticos actuales del sudeste bonaerense con gran abundancia y diversidad, y sus ensamblajes son capaces de reflejar cambios en tiempos históricos recientes. Sin embargo, en las secuencias pedosedimentarias no se preservan en abundancias significativas, por lo que no poseen relevancia paleoambiental para este registro. Se advierte que la falta de diatomeas no constituye una evidencia de ausencia de humedales en la historia geológica del área, sino que responde a las condiciones de preservación adversas.

#### **7.3.4 Quistes de crisofitas**

El registro de quistes de crisofitas en las secuencias pedosedimentarias fue abordado en los trabajos pioneros de J. Frenguelli a comienzos del siglo XX, quien identificó y describió 46 tipos de quistes en numerosas publicaciones que se fueron sintetizadas por Orlando (1966). Desde entonces el estudio de este microfósil en el área no había sido retomado.

En este trabajo se describieron los quistes de crisofitas en muestra total, donde fueron hallados en abundancias menores al 1 %. El grado de preservación de los quistes fue generalmente bueno, e incluso se encontraron con sus ornamentaciones distintivas. Como se podría esperar siendo que las gruesas paredes de sílice presentan una resistencia a la disolución mayor a la de las diatomeas (Smol, 1985). La buena calidad del registro permitió identificarlos con la nomenclatura propuesta por Frenguelli, así como también encontrar sus equivalencias dentro del sistema numérico del ISWG (Cronberg y Sandgren, 1986).

De los quistes hallados en este trabajo tanto en ambientes actuales como en depósitos del Cenozoico superior, 10 pudieron ser identificados dentro del sistema numérico del ISWG, de

los cuales 6 (295, 183, 181, 80, 62, 204) son mencionados por primera vez en Argentina. El carácter cosmopolita de muchos quistes es aún discutido, dado que su identificación está basada en caracteres morfológicos y ornamentales distintivos. Para la mayor parte de los quistes, la afinidad biológica es desconocida (solo se conoce la especie formadora del 5 %), imposibilitando el análisis genético y dificultando el estudio de su distribución global (Holen, 2014). Sin embargo, a partir del desarrollo del sistema numérico de identificación de quistes, se estableció un lenguaje común que permitió unificar criterios. En investigaciones recientes se ha encontrado que muchos de los quistes que poseían distribuciones restringidas a un área, se encuentran en realidad representados en muchas partes del mundo (Wilkinson *et al.*, 2001). La habilidad de formar quistes que permiten la supervivencia de la célula a períodos de sequía y otras condiciones ambientales adversas, junto con el modo de nutrición heterótrofa, pequeño tamaño y potencial para el rápido crecimiento hacen que el transporte por viento y escurrimiento superficial hacen que su distribución global sea posible (Kristiansen, 2009).

Para comprender la relevancia paleoambiental de los quistes en este registro se analizó en primera instancia su presencia en ambientes actuales del área. En suelos, se encontraron como elemento traza y en lagunas someras como componente minoritario de los ensambles. En los depósitos del Cenozoico superior se encontraron abundancias similares, aunque la diversidad de quistes fue mucho menor. Esta diferencia en la diversidad de quistes en el registro puede tener dos causas. En primer lugar, la destrucción de ornamentaciones puede causar errores de identificación, generando un sesgo hacia morfologías más simples en registros más antiguos (Kristiansen, 2009). Otra causa puede ser un aumento en la diversidad actual respecto del pasado. El impacto antrópico ha cambiado el estado trófico de charcas y lagunas del Sudeste Pampeano (Quirós *et al.*, 2002), y este enriquecimiento de nutrientes favorece el desarrollo de crisofitas (Kristiansen, 2009).

La mayor dificultad de su utilización como bioindicadores para reconstruir condiciones paleoambientales es el escaso registro en el área y en Argentina. Así como también la falta de conocimiento de su distribución actual y en el pasado. Por ello, si bien los quistes tienen escasa relevancia paleoambiental para este registro, la continuidad en su investigación permitirá homologar la taxonomía propuesta por Frenguelli al sistema numérico del ISWG. Así como también, ampliar el conocimiento de la distribución mundial.

### 7.3.5 Espículas de esponjas

En el sudeste bonaerense los poríferos de agua dulce han sido escasamente abordados, tanto en el registro geológico como en ambientes actuales. Hasta el momento la presencia de esponjas solo se había inferido a través de la espícula del género *Ephydatia fluviatilis ramsayi* (Ezcurra de Drago, 1975) en sedimentos de fondo del A° Napostá Grande y A° Chapadmalal (Bonetto y Ezcurra de Drago, 1967).

Es importante mencionar que la identificación a nivel de especie de este género en Argentina presenta problemas de nomenclatura. Según Pinheiro (2007) el trabajo de Ezcurra de Drago (1975) sinonimizó *Ephydatia facunda* con una supuesta especie cosmopolita *Ephydatia fluviatilis*, reconociendo una subespecie *Ephydatia fluviatilis ramsayi* ampliamente distribuida en el hemisferio sur. Esta propuesta fue refutada por De Rosa Barbosa (1979) y Pinheiro *et al.*, (2004), que argumentaron la improbabilidad de esta amplia distribución, con base en la observación de que los especímenes brasileños presentaban megaescleras diferentes.

En las secuencias pedosedimentarias las espículas se encontraron conformando menos del 1 % de la muestra total. Solo representadas por megaescleras fragmentadas, las cuales tienen escaso valor taxonómico (Harrison, 1988). Si bien algunas de las secciones estudiadas fueron interpretadas como paleocauces, la baja presencia de esponjas se atribuye a la inexistencia de condiciones escurrimiento superficial propicias para su desarrollo: alta turbidez, escasez de sustratos de fijación, bajas profundidades, velocidad de flujo y caudales (Hooper y van Soest, 2002). Por su parte, los fragmentos de espículas se encontraron homogéneamente distribuidos, y debido a su pobre preservación y rango de tamaño (<20 µm) es posible que sean de origen alóctono. Las espículas, junto con silicofitolitos y otras partículas de tamaño limo son capaces de ser transportadas en suspensión por el viento a través de grandes distancias (Osterrieth *et al.*, 2009). Así mismo, el sedimento y material parental de suelos del área procedería de la llanura de inundación del río Colorado, así como también del río Negro y río Desaguadero (Zárate, 2007). Estos cursos fluviales están incluidos en el área de distribución actual *Ephydatia fluviatilis ramsayi* (Ezcurra de Drago, 1993), donde la ocurrencia de esponjas podría ser mayor. La deflación en esta área habría sido una constante fuente de sedimentos durante el Cenozoico tardío (Zárate, 2007), y posiblemente de espículas.

Para comprender la relevancia paleoambiental de las espículas de esponja en este registro se analizó su presencia en ambientes actuales del área. En el presente este filo se encuentra pobremente representado en ambientes de agua dulce del sudeste bonaerense. Solo se han

encontrado escasos poríferos en posición de vida en el arroyo Los Padres (sustrato artificial), y en el río Quequén. Las gemoescleras extraídas de las esponjas permitieron identificar la misma especie. Ambos ejemplares de la especie *Ephydatia sp.* constituyen el único registro de esponjas en posición de vida en el área (M. Parolin, sin publicar).

En síntesis, debido a la ausencia de condiciones óptimas para el desarrollo de esponjas tanto en el presente como durante el Cenozoico tardío, se infiere que no ha sido un phylum prolífico ni diverso en el área. Por ello, las espículas poseen escasa presencia en el registro y se encuentra pobremente preservadas. Puede considerarse que las espículas no poseen relevancia paleoambiental para este registro.

#### **7.4 Microfósiles de sílice amorfa y su relación con el Ciclo biogeoquímico del Si en las secuencias pedosedimentarias**

El Ciclo biogeoquímico del Si continental puede ser definido como el conjunto de procesos que vinculan a las fuentes y sumideros de ácido monosilícico (Exley, 1998). Dentro del ciclo, la sílice amorfa biogénica es una importante fuente de Si. A pesar de ser menos abundante que los silicatos minerales en los continentes, posee una solubilidad mucho mayor por su empaquetado de microesferas de menor tamaño (Jones *et al.*, 1966). Particularmente en suelos, diferentes autores han señalado a la sílice amorfa biogénica como la principal fuente de Si (Alexandre *et al.*, 1997; Osterrieth, 2000, 2006a; Borrelli y Osterrieth, 2006; Fraysse *et al.*, 2009; Borrelli *et al.*, 2012; Osterrieth *et al.* 2014b, 2015). De igual forma, en el sudeste bonaerense, las concentraciones en distintos ambientes actuales refuerzan la importancia de las biomineralizaciones de sílice amorfa en el ciclo biogeoquímico del Si (Borrelli *et al.*, 2012). La sílice liberada de la degradación de biomineralizaciones puede permanecer en el sistema para ser reutilizada por los organismos; perderse del perfil de suelo por percolación, incorporarse en la formación de arcillas u otros amorfos de sílice (Chadwick y Graham, 2000), algunos de los cuales forman los microagregados que componen la matriz de los agregados del suelo (Osterrieth *et al.*, 2015).

Durante el Cenozoico tardío, en el sudeste bonaerense se depositaron las secuencias pedosedimentarias, cuyo origen estaría vinculado a la continua pedogénesis de depósitos fluvio-eólicos (Kemp y Zárate, 2000). A lo largo de ese período la tasa de pedogénesis fue variable (Zárate, 1989), y por lo tanto se sucedieron distintos tipos de suelo. Si bien el material parental permaneció sin cambios, otros factores formadores del suelo de gran importancia,

como el clima y la biota asociada, fueron alternantes (Iriando, 1999). Resultando en la formación de paleosuelos argílicos, fácilmente reconocibles en afloramientos por su estructura prismática, y depósitos fluvioeólicos con distintos grados de pedogénesis.

En este trabajo, se encontró que las mayores concentraciones de sílice disuelta en las secuencias pedosedimentarias estaban asociadas a las secciones de paleosuelos argílicos, rondando entre 1000 y 2000  $\mu\text{mol/L}$ . Mientras que las secciones con menor grado de pedogénesis presentaron concentraciones inferiores a 1000  $\mu\text{mol/L}$ . Esta marcada diferencia puede deberse a dos condiciones. En primer lugar, la mayor abundancia de silicofitolitos en suelos de buen desarrollo como los Argiudoles de la actualidad, y su marcada disminución por debajo del Hz A que es un patrón local y mundial (Osterrieth, 2000; Borrelli y Osterrieth, 2008; Osterrieth et al., 2014a). Los silicofitolitos constituyen un reservorio de sílice amorfa biodisponible que comprende el 69 % del total de silicofitolitos del suelo en áreas de pastizales, y hasta el 92 % en bosques tropicales (Alexandre *et al.*, 1997; Blecker *et al.*, 2006). En los suelos del sudeste bonaerense este valor es mucho mayor al esperado para pastizales, y alcanza el 90—94 % (Borrelli *et al.*, 2010). Y en segundo lugar, las altas concentraciones de sílice disuelta pueden deberse a los mayores contenidos de arcilla de los paleosuelos argílicos (hasta 40 % mayores), producto de iluviación durante la pedogénesis. El elevado contenido de arcilla incrementa las superficies capaces de absorber sílice, donde la adsorción de ácido monosilícico sobre los grupos hidroxilos de estos minerales se da rápidamente (Chadwick y Graham, 2000). Las secciones arcillosas de las secuencias pueden a su vez, captar el ácido monosilícico traslocado verticalmente desde suelos más jóvenes con menor capacidad de captarlo (Chadwick y Graham, 2000).

La movilidad del sílice disuelta en las secuencias es un aspecto importante debido a la presencia de agua subterránea albergada en la porosidad. En trabajos previos se han hallado concentraciones de Si en agua cercanas a 932  $\mu\text{mol/L}$  (Martínez y Osterrieth, 1999, 2013; Miretzky *et al.*, 2002), superando ampliamente los valores medios esperables (150—180  $\mu\text{mol/L}$ ) (Sommer *et al.*, 2006). Debido a estas altas concentraciones, el agua subterránea se encuentra sobresaturada respecto de los silicatos que conforman el acuífero, y en equilibrio con la sílice amorfa (Martínez y Osterrieth, 1999).

Por otro lado, el vidrio volcánico tendría una incidencia menor sobre la variabilidad de sílice disuelta en las secuencias pedosedimentarias. Su abundancia es casi constante a la largo de los depósitos, y comúnmente se encuentran con superficies frescas sin evidencias de corrosión. En

concordancia con las observaciones previas del estado de preservación de los vidrios volcánicos de las secuencias pedosedimentarias y suelos actuales (Osterrieth y Martínez, 1993; González y Osterrieth, 1996; Borrelli y Osterrieth, 2001; Osterrieth *et al.*, 2009).

## **7.5 El registro de vidrio volcánico y arcillas en las secuencias pedosedimentarias**

### **El contenido de vidrio volcánico como registro de la actividad del Arco Volcánico Andino durante el Cenozoico Tardío**

En las secuencias pedosedimentarias se ha mencionado la presencia recurrente de depósitos cineríticos de hasta 50 cm de potencia (Isla *et al.*, 2015). Los cuales han sido escasamente abordados (Imbellone y Camilión, 1988; Bigazzi *et al.*, 1996), a pesar de su importancia para la datación absoluta por método radiométrico (Bigazzi *et al.*, 1996; Corbella *et al.*, 2000). Estas secciones de ceniza se habrían formado en consecuencia de eventos explosivos de magnitud excepcional en el Cinturón Volcánico Andino, y bajo la influencia de vientos troposféricos unidireccionales (Mazzoni, 1986; Zárate y Blasi, 1993). La preservación de estos depósitos diferenciables en el sudeste bonaerense es excepcional, considerando el retrabajo de sedimentos que ha predominado durante la depositación de las secuencias pedosedimentarias (Zárate, 2005).

El único depósito cinerítico registrado en los perfiles estudiados (0,2 m de potencia), se encontró en la Alofm. Punta San Andrés (PEBL). El contenido de vidrio volcánico en los depósitos suprayacentes fue mayor al promedio (1,75 % de la muestra total), probablemente por el retrabajo del depósito de ceniza.

Por su parte los depósitos de ceniza volcánica de eventos de menor magnitud y mayor recurrencia, como los que se han registrado en tiempos históricos, no han formado depósitos diferenciados. Aunque si se ha formado un registro continuo que puede ser representativo de la actividad volcánica.

El vidrio volcánico ha sido mencionado como un componente menor, pero siempre presente, en la fracción mineral de las secuencias pedosedimentarias (Frenguelli, 1955; Teruggi, 1957a; Osterrieth y Martínez, 1993; Iriondo, 1997). Generalmente se encuentra en forma de partículas con superficies inalteradas.

En los perfiles estudiados en este trabajo, se observó vidrio volcánico con baja variabilidad en su abundancia, conformando en promedio 0,8 % de la muestra total. Se halló un cambio hacia menores concentraciones en la sección superior de la Afm. Punta Martínez de Hoz (PEBL), evidenciando una disminución en el aporte de ceniza volcánica durante el Plioceno tardío. Esta disminución en el contenido de vidrio volcánico podría estar relacionada con el estrechamiento de la zona volcánica activa entre las latitudes 38° y 42° Sur durante el Plioceno tardío (Lara *et al.*, 2001). El estrechamiento habría sido producido por una disminución de la velocidad de convergencia entre las Placas de Nazca y Sudamericana, pasando de 9 cm/año a los 7,9 cm/año actuales (DeMets *et al.*, 1994; Tamaki, 2000). El contenido de vidrio volcánico presentó valores menores y constantes a lo largo de los sedimentos más recientes de PPSA, donde se registra la Alofm. Punta San Andrés. Reforzando así la interpretación de una merma en la actividad volcánica a partir del Plioceno tardío.

Puede considerarse que el vidrio volcánico en las secuencias pedosedimentarias constituye un registro continuo de la actividad del Cinturón Volcánico Andino. Su preservación es buena, donde es escasamente afectado por los procesos de disolución, aun donde el ensamble de microfósiles está ausente.

### **La ausencia de Esmectita en la base de PEBL**

En las secuencias pedosedimentarias se ha mencionado a la illita como especie mineral dominante en la fracción arcilla, con esmectita y caolinita subordinadas (Camilión, 1993; Beilinson, 2011). El estudio de arcillas ha sido en términos generales expeditivo, fragmentado, y aun no se ha abordado considerando su evolución durante el registro del Cenozoico tardío. En este trabajo se analizó la composición de las arcillas dominantes en distintas secciones de este registro. Esta perspectiva abarcó depósitos asignados a grandes amplitudes temporales, lo que permitió observar un cambio en la composición de arcillas.

Se encontró un dominio marcado de illita en la Alofm. Playa San Carlos y mitad inferior de Alofm. Punta Martínez de Hoz. Mientras que, en depósitos suprayacentes y más recientes, hasta el suelo actual inclusive, se halló illita en conjunto con esmectita.

La esmectita se forma durante la meteorización de silicatos en una amplia variedad de climas. Es la arcilla mineral más abundante en cuencas Cenozoicas de distintas partes del mundo (Potter *et al.*, 1980). Por su parte, la illita se deposita en espacios como cemento en una gran

variedad de ambientes en la superficie terrestre, formada mediante meteorización de minerales primarios, así como también durante la pedogénesis, diagénesis o metamorfismo (Moore y Reynolds, 1989). Ambas especies pueden transformarse por diversos procesos en la litósfera. La illita expuesta a meteorización puede transformarse en esmectita, y la transición reversa puede producirse durante el enterramiento y aumento de la temperatura durante la diagénesis (Moore y Reynolds, 1989). La illitización de la esmectita es el cambio más frecuente en la mineralogía de arcillas durante la diagénesis, el proceso ocurre a través de una amplia variedad de mecanismos y condiciones (Moore y Reynolds, 1989). La energía cinética es un factor determinante en este proceso, por lo que el grado de illitización estaría determinado principalmente por la máxima paleotemperatura. El proceso comienza a los 70 °C y alcanza su pico a los 120-130 °C (Hugget, 2005). Comparado con la esmectita, la illita está enriquecida en aluminio y potasio, y empobrecida en silicio. Por lo que su precipitación requiere una fuente externa de potasio y aluminio además del aportado por la disolución de la esmectita, y esta a su vez produce un exceso de sílice disuelta y en menor medida de hierro y magnesio (Milliken, 2020).

La illitización con la profundidad es un fenómeno presente en estos depósitos, y que podría haber tenido influencia sobre la abundancia de sílice disuelto, hierro y magnesio en solución. La abundancia de moteados y nódulos comunes en toda la secuencia sugieren la movilidad de esos elementos en la historia postdeposicional. Que es también consistente con la alta porosidad y buen drenaje de los depósitos. Estas condiciones promueven la pérdida de Ca, Na y Mg de plagioclasas y vidrios volcánicos, para la formación de Illita (Arens, 1969). Sin embargo, la máxima profundidad y paleotemperaturas no habrían sido las suficientes para que se produzca la illitización. Es necesaria más investigación para explicar este cambio mineralógico y comprender la ausencia de esmectita en la base del Perfil Escalera Barranca de Los Lobos.

## **7.6 Reconstrucción paleoambiental basada en el registro de microfósiles de sílice amorfa y las características morfológicas de las secuencias pedosedimentarias**

La reconstrucción de los paleoambientes que se sucedieron durante el Cenozoico tardío en el sudeste bonaerense previo al Holoceno, se ha interpretado principalmente a partir del registro faunístico (Cione *et al.*, 2015 y la bibliografía citada allí) e indicadores geológicos (Zárate, 2005; Isla *et al.*, 2015). Particularmente, la evolución de la paleovegetación durante el

Plioceno y Pleistoceno ha sido pobremente abordada, y considerada en términos generales como dominada por gramíneas (Teruggi, 1957; Teruggi e Imbellone, 1987; Spaletti, 1992; Osterrieth y Martínez, 1993; Osterrieth et al., 2016).

Las investigaciones existentes generalmente no entran dentro del principio de ciencia abierta, publicadas en diversas editoriales científicas de acceso restringido a suscriptores, lejos de las comunidades donde se generaron esos saberes (Arza *et al.*, 2017). Sumado a que, en áreas de investigación históricas como las barrancas costeras del sudeste bonaerense, no se posee repositorio digital de gran parte de las publicaciones antiguas. Las limitaciones al acceso, propias de estos formatos, dificultan la comprensión de la historia paleoambiental del área, dando lugar a la posible generación de información duplicada y restricción del debate profesional multidisciplinario. Esto ha fomentado la extrapolación de interpretaciones de estudios locales a la escala regional, obviando la heterogeneidad de paleoclimas que pudieron haber coexistido en distintas zonas de la llanura Pampeana (Barrientos y Pérez, 2005; Mancini *et al.*, 2005).

Particularmente en el campo de la micropaleontología, grandes conjuntos de datos actuales y fósiles (por ej. Hassan *et al.*, 2009, 2011, Tonello *et al.*, 2009, Tonello y Prieto 2010, Massaferró y Larocque-Tobler, 2013) son necesarios en la calibración de estos bioindicadores con métodos cuantitativos, para obtener reconstrucciones paleoambientales confiables. Por ello, se recomienda la incorporación de datos libres en una Infraestructura de datos espaciales (IDE) que facilite el acceso, y la contribución de los distintos actores en un servidor con visualizador de paleomapas, catálogo de datos y metadatos (Willmes *et al.*, 2017). En América Latina aún no se ha desarrollado esta herramienta, aunque estos antecedentes ponen en evidencia la necesidad de contar con datos paleoambientales estandarizados y georreferenciados.

La reconstrucción de la evolución paleoambiental presentada a continuación se basó en el análisis de ensambles de microfósiles de sílice amorfa, principalmente silicofitolitos. Utilizando análisis estadísticos de la abundancia y frecuencia relativa de los diferentes morfotipos. A su vez, se tuvieron en cuenta los posibles sesgos discutidos anteriormente para este registro en particular. Integrando así la información obtenida de los depósitos en el trabajo de campo y laboratorio, y el análisis de la producción de biomineralizaciones en ambientes análogos actuales. Algunos resultados solo reconstruyen condiciones locales, como la

disponibilidad hídrica de los cuerpos lénticos, mientras que otros parámetros como la aridez o paleotemperaturas aproximadas pueden ser consideradas regionales.

El control geocronológico fue basado en estudios previos de magnetoestratigrafía para los perfiles PEBL y PPSA (Orgeira y Valencio, 1984; Ruocco, 1989). Dada la coincidencia entre los límites de las aloformaciones y los mayores cambios paleoambientales interpretados, se separó el registro siguiendo el esquema propuesto por Zárata (1989). Esta correlación entre la delimitación de aloformaciones y los paleoambientes reconstruidos en este trabajo refuerza la interpretación de pulsos sedimentarios controlados mayormente por factores climáticos.

Los cambios en la cobertura vegetal registrados a través de los ensambles de silicofitolitos en este trabajo respaldan la interpretación de fluctuaciones climáticas y la influencia de la distribución de biomas como factores influyentes en el Gran Intercambio Biótico Americano (Woodburne, 2010; Leigh *et al.*, 2014). Las cambiantes coberturas vegetales, junto con la introducción de especies exóticas sin predadores naturales y competidores, habrían provocado un gran impacto ambiental. Siendo capaces de desplazar, disminuir e incluso extinguir poblaciones autóctonas.

En base a los resultados integrales del trabajo de tesis, se interpreta la siguiente reconstrucción paleoambiental para el registro de las aloformaciones:

### **Alofm. Playa San Carlos**

Comprende sedimentos y paleosuelos depositados durante el Plioceno medio a tardío (Zárata, 1989; Orgeira y Valencio, 1984; Orgeira, 1990). Registra la fauna del piso/edad Chapadmalense (Pascual, *et al.*, 1965; Tonni, 2009), biozona de *Paraglyptodon chapadmalensis* (Cione y Tonni, 1995).

La interpretación de los paleoambientes que registra esta Alofm. permanecen en discusión. Siendo que Cione y Tonni (1995) interpretan paleoambientes de estepa asociados a paleoclimas áridos, a partir de la presencia conspicua de paleocuevas de pequeños roedores (*Actenomys*). Argumentando que tal como en especies actuales, un clima adverso fomentaría la construcción de cuevas.

La composición de los ensambles de esta Alofm. fue estudiada en la sección inferior de PEBL. Se caracterizaron por una alta concentración de silicofitolitos por mg de muestra total,

evidenciando la presencia de suelos de gran desarrollo. Esto es a su vez indicado por la presencia de tres paleosuelos argílicos (PEBL 1, 3 y 6).

En los ensambles se hallaron abundancias relativas del morfotipo ESFEROIDE EQUINADA mayores a los del resto de los depósitos suprayacentes. Ensamblés similares se han registrado previamente vinculado a escorias de impacto (Erra *et al.*, 2010). Las ESFEROIDE EQUINADA halladas poseen tamaños mayores a 9  $\mu\text{m}$ . Este tipo específico ha sido vinculado a palmeras (Osterrieth *et al.* 2009, 2014a; Benvenuto *et al.*, 2015). Dada la limitada tolerancia ambiental de las palmeras, la presencia de este morfotipo representa valiosa información para la reconstrucción paleoambiental. Las palmeras no son capaces de soportar períodos de helada prolongados, por lo que no se encuentran en áreas donde el mes más frío tiene una temperatura media menor a los 5 °C (Greenwood y Wing 1995; Archibald *et al.*, 2014). Mientras que el resto de los ensambles estuvieron dominados por ELONGADO ENTERO, BILOBADO CARINADO y BILOBADO, asociados a una vegetación tipo Flechillar (Fernández Honaine *et al.*, 2006). Este tipo de cobertura vegetal suele presentar gran diversidad de especies y puede desarrollarse asociada a ejemplares arbóreos (Capelino *et al.*, 2020).

En función de los ensambles hallados, se interpreta que durante la formación de estos depósitos la paleovegetación habría estado compuesta por pastizales y arecáceas, en suelos de buen desarrollo y bajo un paleoclima templado húmedo con inviernos cálidos. Así mismo, se identificó la presencia de humedales representados por paleocanales con estructura laminada, donde se hallaron diatomeas con modo de vida planctónico (*Aulacoseira granulata* y *Cyclotella meneghiniana*). La diversidad de paleoambientes es consecuente con la alta biodiversidad registrada para este período (Cione y Tonni, 1995).

Cabe destacar que presencia de paleocuevas en la Alofm. es notoria, sin embargo, su abundancia puede estar sesgada por la alta capacidad de preservación que poseen. Las paleocuevas pueden conservarse protegidas de la erosión, y en este registro se encuentran rellenas y comúnmente con sus paredes endurecidas por carbonato de calcio.

### **Alofm. Punta Martínez de Hoz**

Comprende sedimentos y paleosuelos depositados durante el Plioceno tardío a Pleistoceno temprano (Zárate, 1989; Orgeira y Valencio, 1984; Orgeira, 1990). Registra la

fauna de piso/edad Marplatense, subedad Barrancalobense, biozona *Platygonus scagliai* (Cione y Tonni, 1995).

La composición de los ensambles fue estudiada en la sección media de PEBL. Se encontró una abundancia de silicofitolitos por mg de muestra total con baja variabilidad, indicando una tasa de pedogénesis estable, aunque menor a la de la Alofm. subyacente. Y a partir de un marcado cambio en la composición de los ensambles, fue posible interpretar la sucesión de dos coberturas vegetales durante este período.

Los ensambles de la sección inferior se encontraron dominados por morfotipos RONDEL, ELONGADO ENTERO y ELONGADO DENTADO. Indicando la dominancia de la subfamilia Pooideae, comúnmente asociada a climas fríos. En esta sección se encontraron escorias de impacto re trabajadas, provenientes de la erosión de la Alofm. Barranca Los Lobos, la cual no se encontró representada en el perfil. No se observó deformación ni fusión de silicofitolitos. Destaca en esta sección la ausencia de quistes de crisofitas.

En los ensambles de la sección superior los morfotipos más abundantes fueron los ELONGADO ENTERO y BILOBADO. Indicando la dominancia de la subfamilia Stipodeae. A su vez se halló un aumento en la abundancia de diatomeas epífitas (*Hantzchia amphioxys*, *Hippodonta sp.*, y *Pinnularia borealis*) que indicarían desarrollo de suelos en condiciones de anegamiento.

La multiplicidad y redundancia de los silicofitolitos dificulta la interpretación de este cambio interno. Sin embargo, el análisis de las frecuencias relativas de morfotipos y la comparación con ambientes análogos actuales permite una reconstrucción a rasgos generales. Los ensambles evidencian la presencia de pastizales en suelos pobremente desarrollados durante la depositación de la sección inferior, bajo un paleoclima frío. Evolucionando hacia la sección superior con mayor disponibilidad hídrica y tasa de pedogénesis. La aloformación registra un período de polaridad normal sin cambios internos con un límite superior de 3 Ma (Orgeira, 1990), por lo que no fue posible establecer una edad concreta para este cambio siguiendo el esquema magnetoestratigráfico. Sin embargo, el retrabajo de escorias de impacto datadas en  $3,27 \pm 0,08$  Ma (Schultz *et al.*, 1998), permite establecer un límite inferior. Y por lo tanto, el mencionado cambio puede haber ocurrido entre 3,27 y 3 Ma.

### **Alofm. Punta San Andrés**

Comprende sedimentos y paleosuelos depositados durante el Pleistoceno (Zárate 1989; Ruocco, 1989). Registra las faunas de piso/edad Marplatense, subedad Vorhuense, biozona

*Akodon lorenzinii*, subedad Sanandrenense, biozona de *Ctenomys chapalmalensis*, piso/edad Ensenadense, biozona de *Mesotherium cristatum*, y finalmente el piso/edad Bonaerense, biozona de *Megatherium americanum* (Cione *et al.*, 2015).

La composición de los ensambles de esta Alofm. fue estudiada en la sección superior de PEBL y en PPSA. A partir de los resultados se identificó la sucesión de cuatro paleoambientes durante su depositación.

En la sección inferior de la Alofm. alternan dos períodos de aridez, identificados a partir de la ausencia de silicofitolitos, entre los que intercala un período de desarrollo de pastizales similares a los de la actualidad (subfamilias Pooideae y Stipoideae) indicados por los morfotipos RONDEL, BILOBADO, y BILOBADO CARINADO.

Luego de analizar los aspectos tafonómicos de los microfósiles de sílice amorfa para este registro, la ausencia de silicofitolitos en estas secciones solo pudo ser atribuida a un ensamble original poco abundante. Lo que sugiere bajas tasas de pedogénesis y contenidos de materia orgánica que pueden ser asociados a climas áridos/semiáridos. Los paleosuelos argílicos preservados probablemente hayan sido Argids, Aridisoles con un horizonte argílico (Soil Survey Staff, 2014). El registro de silicofitolitos refuerza la interpretación paleoambiental basada en fauna fósil de la biozona de *Ctenomys chapalmalensis*, y el cambio faunístico que registra 307 (Cione y Tonni, 1995, 2015; Verzi y Quintana, 2005). Estos episodios áridos han sido relacionados a un período de enfriamiento global y de expansión glacial en Patagonia hace 2,5 Ma, entre el MIS 82–78 (Soibelzon *et al.*, 2019).

Los pastizales eran los principales productores primarios en estos paleoecosistemas, por lo tanto, períodos de declive pueden haber afectado significativamente la dinámica de los paleoambientes y favorecido cambios faunísticos. Se necesita más investigación para identificar estas secciones con bajas abundancias de silicofitolitos en otros afloramientos, y para evaluar la posibilidad de usarlos como nivel guía.

Por otra parte, en la sección superior de la Alofm. se reconoció un período de depositación en climas de mayor humedad a la actualidad, y una alta tasa de pedogénesis. Se infieren coberturas de ciperáceas en humedales tanto de tipo lénticos como lóticos, y una disminución de la presencia de gramíneas del género *Stipa*. Se registra a su vez un paleosuelo hidromórfico (PEBL 16), donde se encontraron diatomeas planctónicas (*Aulacoseira granulata* y *Cyclotella meneghiniana*) que indicarían alta disponibilidad hídrica.

## CAPÍTULO VIII

### CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

Este es el primer estudio en abordar los ensambles de microfósiles de sílice amorfa en las secuencias pedosedimentarias del Cenozoico tardío del sudeste bonaerense. Proporciona información sobre el contenido de silicofitolitos, diatomeas, quistes de crisofitas, y espículas de esponjas; y de sus análogos actuales en ecosistemas ocupados por las especies formadoras.

En base al trabajo de investigación realizado, se alcanzaron las siguientes conclusiones y consideraciones finales:

- En primera instancia, se reconoció que la caracterización y análisis morfológico siguiendo la metodología estandarizada para suelos, puede contribuir a una mejor comprensión de la evolución geológica y paleoambiental de las secuencias pedosedimentarias. Aunque algunas características pueden indicar más de un proceso y otras utilizadas históricamente son en realidad poco relevantes. Se encontró que el color de los depósitos no es un factor distintivo confiable para la diferenciación de secciones, ya que puede estar influenciado por condiciones extrínsecas y transitorias. La textura permite reconocer diferentes ambientes de depositación, aunque está fuertemente influenciada por procesos pedogenéticos. Por su parte, la estructura prismática de los agregados permite identificar periodos con iluviación de arcilla, pero no es un indicador de climas húmedos. La consistencia de los agregados está fuertemente ligada al grado de humedad, que es determinante en los procesos de remoción en masa y la estabilidad de los acantilados costeros. Mientras que, la porosidad de los depósitos desempeña un papel importante en la formación y evolución de las secuencias, influyendo en el drenaje, la composición química del agua subterránea y la presencia de precipitados. A su vez, los pedotúbulos pueden preservar información valiosa sobre los intervalos húmedos del pasado, permitiendo identificar condiciones de reducción causadas por el afloramiento de aguas subterráneas o por anegamiento de aguas superficiales.
- En los ambientes actuales del sudeste bonaerense, las biomineralizaciones de sílice amorfa se preservan formando registros distintivos que reflejan la presencia de las especies formadoras. En particular, los silicofitolitos dominan los ensambles del suelo, y se encuentran acompañados por diatomeas y quistes de crisofitas en ambientes lénticos.

- De los microfósiles de sílice amorfa presentes en las secuencias pedosedimentarias, los silicofitolitos son el único microfósil preservado en abundancias suficientes como para admitir análisis cuantitativos. Así mismo, luego de analizar su tafonomía en este registro, se identificó que presentan sesgos de preservación menores y por ello, son los únicos con relevancia paleoambiental.
- El estudio de silicofitolitos y el análisis de abundancias relativas de morfotipos en las secuencias pedosedimentarias, permite reconocer cambios en las coberturas vegetales, estimar la intensidad de la pedogénesis, e inferir los paleoambientes asociados a la sucesión de climas durante el Cenozoico tardío. Mientras que la comparación entre ensambles fósiles de silicofitolitos de las secuencias pedosedimentarias y ensambles de ambientes lénticos actuales, permite diferenciar entre paleosuelos regionales y paleosuelos hidromórficos formados en paleohumedales.
- En base a los ensambles de silicofitolitos analizados, y con el control cronológico indirecto basado en estudios de magnetoestratigrafía previos, se reconstruyó la paleoflora local y se contextualizaron los resultados en la evolución geológica y paleontológica del área. Se pudo identificar una paleovegetación constituida por pastizales de tipo flechillar y arecáceas durante el Plioceno medio/tardío. Posteriormente la cobertura vegetal fue dominada por pastizales de climas fríos de la subfamilia Pooideae. Luego reemplazados por una dominancia de subfamilia Stipoideae en el Plioceno tardío, en climas de mayor humedad y con mayor tasa de pedogénesis. Durante el Pleistoceno temprano, se establecieron pastizales similares a los actuales con presencia de las subfamilias Pooideae y Stipoideae, alternando con períodos de escasa vegetación en climas áridos/semiáridos. Posteriormente, el registro de silicofitolitos indica coberturas de ciperáceas en humedales tanto de tipo lénticos como lóticos, y una disminución de la presencia de gramíneas del género *Stipa*, en climas de mayor humedad a la actualidad, y una alta tasa de pedogénesis.
- Las diatomeas, componentes importantes en los ensambles de biomineralizaciones de los suelos de las lagunas pampeanas someras actuales, se encuentran en bajas abundancias en las secuencias pedosedimentarias y por lo tanto carecen de relevancia paleoambiental en este registro. Su escasez se atribuye a la fragilidad de los frústulos, que son fácilmente

fragmentados y disueltos en condiciones alcalinas de pH. Es importante destacar que su escaso registro no implica la inexistencia de paleohumedales en la historia geológica del área, sino que responde a las condiciones de preservación adversas.

- Los quistes de crisofitas constituyen un componente poco importante de los ensambles de ambientes lénticos actuales, y aparecen como un elemento traza en suelos. Así mismo, se encuentran en bajas abundancias en las secuencias pedosedimentarias, sin embargo, su presencia es constante. Si bien los quistes tienen escasa relevancia paleoambiental para este registro, la continuidad en su investigación permitirá homologar la taxonomía propuesta por Frenguelli al sistema numérico del ISWG. Así como también, ampliar el conocimiento de la distribución mundial. De los quistes hallados en este trabajo tanto en ambientes actuales como en depósitos del Cenozoico superior, 10 pudieron ser identificados dentro del sistema numérico del ISWG, de los cuales 6 (295, 183, 181, 80, 62, 204) son mencionados por primera vez en Argentina.
- Las espículas de esponjas se encuentran en bajas abundancias en suelos y ambientes lénticos actuales, solo representadas por fragmentos de megaescleras. En la actualidad este filo se encuentra escasamente representado en ambientes de agua dulce del sudeste bonaerense. De igual forma, en las secuencias pedosedimentarias poseen escasa presencia y se encuentra pobremente preservadas. Debido a la ausencia de condiciones óptimas para el desarrollo de esponjas tanto en el presente como durante el Cenozoico tardío, se infiere que no ha sido un filo prolífico ni diverso en el área. Por ello, puede considerarse que las espículas no poseen relevancia paleoambiental para este registro.
- La sílice amorfa biogénica en las secuencias pedosedimentarias, mayormente conformada por silicofitolitos, es una fuente significativa de Si en el ciclo biogeoquímico continental local. Mientras que, el vidrio volcánico tiene una incidencia menor. A su vez, se encontró que las secciones de paleosuelos argílicos presentan las concentraciones más altas de sílice disuelta y pueden considerarse sumideros. Lo cual puede atribuirse a las mayores abundancias de silicofitolitos que suelen presentar y a los mayores contenidos de arcilla que favorecerían su retención.

## Referencias bibliográficas

- Aleman, J. C., Canal-Subitani, S., Favier, C., y Bremond, L. (2014). Influence of the local environment on lacustrine sedimentary phytolith records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414, 273–283.
- Alexandre, A., Meunier, J. D., Colin, F., y Koud, J. M. (1997). Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 677–682.
- Allende, L., Tell, G., Zagarese H., Torremorell A., Pérez G., Bustingorry J., Escaray R., e Izaguirre I. (2009). Phytoplankton and primary production in clear-vegetated, inorganic-turbid, and algal-turbid shallow lakes from the pampa plain (Argentina). *Hydrobiologia*, 624, 45–60.
- Álvarez, M. F., Borrelli, N., y Osterrieth, M. (2008a). Extracción de silicobiolitos en distintos sedimentos utilizando dos técnicas básicas. En: Korstanje, M. A., y M. del P. Babot (eds.). *Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de otros Microfósiles*. British Archaeological Reports (BAR) Internacional Series S 1870, 31–38.
- Álvarez, M. F., Osterrieth, M. L., Bernava Laborde, V., y Montti, L. (2008b). Estabilidad, morfología y rugosidad de agregados de Argiudoles Típicos sometidos a distintos usos: su rol como indicadores de la calidad física de suelos de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ciencias del Suelo*, 26, 115–129.
- Ameghino, F. (1908). Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalán. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires*, 10, 3ra. Sección, 343–428.
- American Public Health Association-American Water Works Association-Water Pollution Control Federation (APHA-AWWA-WPFC) (1998). Standard methods for the examination of water and wastewater. *APHA*, 23a edición, Washington DC. 1298 pp.
- Archibald, S. B., Morse, G. E., Greenwood, D. R., y Mathewes, R. W. (2014). Fossil palm beetles refine upland winter temperatures in the Early Eocene Climatic Optimum. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(22), 8095–8100.
- Arens, P. (1969). La interpretación de resultados de análisis mineralógicos de la fracción arena de los suelos, con referencia especial a los suelos de la Región Pampeana. *Quinta Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*, Actas, 659–664, Santa Fe.

Arza, V., Fressoli, M., y López, E. (2017). Ciencia abierta en Argentina: un mapa de experiencias actuales. *Ciencia, Docencia y Tecnología*, 28(55).

Asociación Geológica Argentina (1992). Código Argentino de Estratigrafía. Serie B (Didáctica y complementaria), 20, 64 pp.

Auge, M. P., Hernández, M., y Hernández, L. (2002). Actualización del conocimiento del acuífero semiconfinado Puelche en la Provincia de Buenos Aires. En: Bocanegra, E., Martínez, D., y Massone, H. (Eds.), *Groundwater and Human Development* (pp. 624–633).

Barboni, D., Bremond, L., y Bonnefille, R. (2007). Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246, 454–470.

Barragán, J. M., Dadon, J. R., Matteucci, S. D., Morillo, J. H., Baxendale, C., y Rodríguez, A. (2003). Preliminary basis for an Integrated Management Program for the Coastal Zone of Argentina. *Coastal Management*, 31(1), 55–77.

Barrientos, G., y Pérez, S. I. (2005). Was there a population replacement during the Late mid-Holocene in the southeastern Pampas of Argentina? Archaeological evidence and paleoecological basis. *Quaternary International*, 132, 95–105.

Barron, J. A. (1980). Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project. Scientific Party, *Init. Repts. DSDP*, 56, 57, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 641–685.

Bartoli, F. (1985). Crystallochemistry and surface properties of biogenic opal. *European Journal of Soil Science*, 36, 335–350.

Bartoli, F., y Wilding, L. P. (1980). Dissolution of biogenic opal as a function of its physical and chemical properties. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 873–878.

Base de datos de Aguas subterráneas, Grupo de Hidrogeología, Universidad Nacional de Mar del Plata. En: [http://qgiscloud.com/hidromdp/Inventario\\_SE\\_prov\\_Bs\\_As/](http://qgiscloud.com/hidromdp/Inventario_SE_prov_Bs_As/).

Basile-Doelsch, I., Meunier, J. D., y Parron, C. (2005). Another continental pool in the terrestrial silicon cycle. *Nature*, 433, 399–402.

Battarbee, R. W., Jones, V. J., Flower, R. J., Cameron, N. G., Bennion, H., Carvalho, L., y Juggins, S. (2001). Diatoms. En: Smol, J., y Birks, H. (eds) *Tracking environmental change*

using lake sediments: terrestrial, algal, and siliceous indicators. Springer, Berlin, pp 155–202.

Behrensmeyer, A. K. y Hook, R. W. (1992). Paleoenvironmental contexts and taphonomic modes. En: *Terrestrial ecosystems through time: evolutionary paleoecology of terrestrial plants and animals* (Behrensmeyer, A.; Damuth, J.; DiMichele, W.; Potts, R.; Sues, H.-D. y Wings, S., eds.). University of Chicago Press, Chicago, 15–136.

Beilinson, E. (2009). Análisis de facies y paleoambiental de alta resolución de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 16, 57–74.

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, 332 p., La Plata.

Benvenuto, M. L. y Osterrieth, M. L. (2015). Silicophytoliths from soybean plants in different growth stages of the Argentine Pampas. *Brazilian Journal of Botany*, 39, 337–347.

Benvenuto, M. L., Fernandez Honaine, M., Osterrieth, M. y Morel, E. (2015). Globular phytoliths differentiation in Arecaceae and other monocotyledons: morphological description for palaeobotanical application. *Turkish Journal of Botany*, 39, 341–353.

Benton, Michael J. y Harper, David A. (2009). *Introduction to paleobiology and the fossil record*. Hong Kong, 605 p.

Beraldi-Campesi, H. (2014). Life cycle of a Cretaceous non-marine centric diatom. *Cretaceous Research*, 50, 89–96.

Beraldi-Campesi, H., Mann, D. G. y Cevallos-Ferriz, S. R. (2015). Life cycle of 70 Ma-old non-marine pennate diatoms. *Cretaceous Research*, 56, 662–672.

Beresi, M. S. (2007). Fossil sponges of Argentina: a review. En: Custódio, M. R., Lobo-Hajdu, G., Hajdu, E. y Muricy, G. (eds.). *Porifera research: biodiversity, innovation and sustainability*. Museu Nacional do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, serie vol 28, pp 11–21.

Bértola, G. (2006). Morfodinámica de playas del sudeste de la provincia de Buenos Aires (1983 a 2004). *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología (Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis)*, 13(1), 31–57.

- Bertoldi de Pomar, H. (1970). Fitolitos y Zoolitos. Su significado geológico en sedimentos continentales. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba*, I(1), 21–31.
- Bertoldi de Pomar, H. (1973). Crisostomataceas en sedimentos de fondo de la laguna Guadalupe. *Rev. Asoc. Cien. Nat. Lit.*, 4, 73–86.
- Bertoldi de Pomar, H. (1975). Los silicofitolitos: Sinopsis de su conocimiento. *Darwiniana*, 19(2–4), 173–206.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F. P., Leone, G., y Zanchetta, G. (1995). Primeros datos geoquímicos y geocronológicos a partir de algunas cineritas del área bonaerense. En Alberdi, M. T., Leone, G., y Tonni, E. P. (eds.), *Evolución biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Monografías del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, 12, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 107–118, España.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F. P., y Zanchetta, P. (1996). Farola Monte Hermoso: fission-track dating of Darwin's mammals deposit in Argentina. *Journal of Quaternary Science*, 11, 423–426.
- Bird, D. F., y Kalff, J. (1987). Algal phagotrophy regulating factors and importance relative to photosynthesis in Dinobryon (Chrysophyceae). *Limnology and Oceanography*, 32, 277–284.
- Blecker, S. W., McCulley, R. L., Chadwick, O. A., y Kelly, E. F. (2006). Biologic cycling of silica across a grassland bioclimosequence. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(3).
- Blinnikov, M. S., Busacca, A., y Whitlock, C. (2002). Reconstruction of the Late Pleistocene grassland of the Columbia basin, Washington, USA, based on phytolith records in loess. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177, 77–101.
- Blinnikov, M. S., Bagent, C. M., y Reyerson, P. E. (2013). Phytolith assemblages and opal concentrations from modern soils differentiate temperate grasslands of controlled composition on experimental plots at Cedar Creek, Minnesota. *Quaternary International*, 287, 101–113.
- Bonetto, A., y Ezcurra de Drago, I. (1967). Ephydatia fluviatilis (Linné) en aguas argentinas. *Physis*, 26(73), 469–478.

- Bonhomme, M., y Cingolani, C. (1980). Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la "Formación La Tinta", provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 35, 519–538. Buenos Aires.
- Bonomo, M., Zucol, A., Gutiérrez Téllez, B., Coradeghini, A. V., y Vigna, M. S. (2009). Late Holocene Palaeoenvironments of the Nutria Mansa 1 Archaeological Site, Argentina. *Journal of Paleolimnology*, 41(2), 273–296.
- Borrelli, N. (2008). *Biomíneralizaciones de sílice y calcio. Su rol en la biogeoquímica de Argiudoles típicos del sudeste bonaerense*. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina. pág. 312.
- Borrelli, N., y Osterrieth, M. L. (1999). Sílice amorfa de orígenes orgánico e inorgánico en suelos de agroecosistemas y campos naturales de laguna de Los Padres, Buenos Aires. *Ameghiniana*, 36(4), Resúmenes, 40R.
- Borrelli, N., y Osterrieth, M. L. (2001). Sílice amorfa de origen orgánico e inorgánico en suelos de agroecosistemas y campos naturales de Laguna de los Padres, Buenos Aires. Evaluación preliminar. *Natura Neotropicalis*, 27–32.
- Borrelli, N., y Osterrieth, M. L. (2006). Contenido de silicofitolitos y su posible rol en el ciclo biogeoquímico de la sílice y en la estabilidad estructural de Argiudoles típicos de Laguna de Los Padres, Buenos Aires. En: Zucol, AF, Osterrieth, ML, y Brea, M. (Eds.). *Fitolitos: Estado actual de sus conocimientos en América del Sur*. (pp. 119–130).
- Borrelli, N., y Osterrieth, M. (2008). Contenido de silicofitolitos y su posible rol en el ciclo biogeoquímico de la sílice y en la estabilidad estructural de Argiudoles típicos de Laguna de Los Padres, Buenos Aires. En Zucol, A. F., Osterrieth, M., y Brea, M. (Eds.), *Fitolitos: Estado Actual de su Conocimiento en América del Sur*, (pp. 135–146).
- Borrelli, N., Osterrieth, M., y Marcovecchio, J. (2008). Interrelations of vegetal cover, silicophytolith content and pedogenesis of Typical Argiudolls of the Pampean Plain, Argentina. *Catena*, 75(2), 146–153.
- Borrelli, N., Álvarez, M. F., Osterrieth, M., y Marcovecchio, J. (2010). Silica content in soil solution and its relation with phytolith weathering and silica biogeochemical cycle in Typical

- Argiudolls of the Pampean Plain, Argentina, a preliminary study. *Journal of Soils and Sediments*, 10, 983–994.
- Borrelli, N., Fernández Honaine, M., Altamirano, S. M., y Osterrieth, M. (2011). Calcium and silica biomineralization in leaves of eleven aquatic species of the Pampean Plain, Argentina. *Aquatic Botany*, 94, 29–36.
- Borrelli, N., Osterrieth, M., Romanelli, A., Álvarez, M. F., Cionchi, J. L., y Massone, H. (2012). Biogenic silica in wetlands and their relationship with soil and groundwater biogeochemistry in the Southeastern of Buenos Aires Province, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 65(2): 469–480.
- Borrello, A. V. (1962). Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico-Provincia de Buenos Aires). *Notas de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. Buenos Aires*, 1(1).
- Bremond, L., Alexandre, A., Hély, C., y Guiot, J. (2005). A Phytolith Index as a Proxy of Tree Cover Density in Tropical Areas: Calibration with Leaf Area Index along a Forest-Savanna Transect in Southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change*, 45, 277– 293.
- Bremond, L., Alexandre, A., Wooller, M. J., Hély, C., Williamson, D., Schafer, P. A., Majule, A., y Guiot, J. (2008). Phytolith Indices as Proxies of Grass Subfamilies on East African Tropical Mountains. *Global and Planetary Change*, 61, 209–224.
- Brewer, R. y Sleeman, J. R. (1963). Pedotubules: Their Definition, Classification, and Interpretation. *Journal of Soil Science*, 14(1), 156–166.
- Bunicontro, M. P., Marcomini, S. C., y López, R. A. (2015). The effect of coastal defense structures (mounds) on southeast coast of Buenos Aires province, Argentine. *Ocean & Coastal Management*, 116, 404–413.
- Burgos, J. J. y Vidal, A. (1951). Los Climas de la República Argentina Según la Nueva Clasificación de Thornthwaite. *Meteoros*, 1(1), 3–32.
- Bustos, M. L., F. Ferrelli, y Piccolo, M. C. (2017). Estudio comparativo de tres modelos climáticos en Argentina. *Universidade Federal do Rio de Janeiro. Anuário do Instituto de Geociências* 40, 34–43.
- Cabanes, D., Weiner, S., y Shahack-Gross, R. (2011). Stability of Phytoliths in the Archaeological Record: A Dissolution Study of Modern and Fossil Phytoliths. *Journal of Archaeological Science*, 38, 2480–2490.

Cameron, A. G. W. (1973). Abundances of the Elements in the Solar System. *Space Science Reviews*, 15(1), 121.

Camilión, M. C. (1993). Clay Mineral Composition of Pampean Loess (Argentina). *Quaternary International*, 17, 27–31.

Capelino, P. A., Bender, A. G., y Biganzoli, F. (2020). Evaluación de la Vegetación del Estrato Herbáceo de un Bosque del Espinal Santafesino (Argentina). *Darwiniana*, 8(1), 23–41.

Catt, J. A. (1990). Paleopedology manual. *Quaternary International*, 6, 1–95.

Chadwick, O. A., y Graham, R. C. (2000). Pedogenic processes. En: Sumner ME (ed) *Handbook of soil science*, section E pedology. CRC, New York, pp 41–75.

Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., y Canadell, J., *et al.*, (2013). Carbon and other biogeochemical cycles, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, eds Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen J, Boschung J, *et al.*, Cambridge: Cambridge University Press, 465–570.

Cionchi, J., Schnack, E., Álvarez, J., Bocanegra, E., Bogliano, J., y del Río, J. L. (1982). *Caracterización hidrogeológica y físico-ambiental preliminar de la Laguna de Los Padres, Partido de General Pueyrredón, provincia de Buenos Aires*. Centro de Geología de Costas y del Cuaternario (CGCyC) – Municipalidad de General Pueyrredón (MGP). 100 pp.

Cione, A. L., y Tonni, E. P. (1995). Chronostratigraphy and land mammal ages in the Cenozoic of southern South America: principles, practices and the Uquian problem. *Journal of Palaeontology*, 69, 135 – 159.

Cione, A. L., y Tonni, E. P. (1999). Biostratigraphy and chronological scale of uppermost Cenozoic in the Pampean area, Argentina. En: Tonni EP, Cione AL (eds) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 12, 23–52 (Quaternary vertebrate palaeontology in South America).

Cione, A. L., y Tonni, E. P. (2005). Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. En: de Barrio RE, Caballé MF, Llambías E (Eds.). *Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*. La Plata, 2005. Cap. XI: 183–200.

- Cione, A. L., Tonni, E. P., y Soibelzon, L. H. (2003). The broken Zig-Zag: Late Cenozoic large mammal and turtle extinction in South America. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, 5, 1–19.
- Cione, A. L., Tonni, E. P., Soibelzon, L. H. (2009). Did humans cause large mammal late Pleistocene-Holocene extinction in South America in a context of shrinking open areas? En: Haynes G (ed) *American megafaunal extinctions at the end of the Pleistocene*, Vertebrate paleobiology and paleontology series. Springer, Berlin, pp. 125–144.
- Cione, A.L., Gasparini, G.M., Soibelzon, E., Soibelzon, L.H., y Tonni, E.P. (2015). *The great American biotic interchange: a South American perspective*. Springer Briefs in Earth System Sciences Series. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Clarke, J. (2003). The occurrence and significance of biogenic opal in the regolith. *Earth-Science Reviews*, 60, 175–194.
- Clymans, W., Govers, G., Van Wesemael, B., Meire, P., y Struyf, E. (2011). Amorphous silica analysis in terrestrial runoff samples, *Geoderma*, 167, 228–235.
- Coe, H. H. G. (2009) *Fitólitos como Indicadores de Mudanças na Vegetação Xeromórfica da Região de Búzios – Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário*. Tese de doutorado em Geologia e Geofísica Marinha Universidade Federal Fluminense. Niterói, 300p.
- Codignotto, J. O. (1997). *Geomorfología y Dinámica Costera, en El Mar Argentino y sus recursos Pesqueros*. Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, I, 89–105. Mar del Plata.
- Colobig, M. D. L. M. (2012). Estudios paleoetnobotánicos en muestras del sitio 1, Localidad arqueológica Lobería I, Buenos Aires, Argentina: aproximación al manejo de recursos vegetales. *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología XXXVII*(1), 137–158.
- Colobig, M. D. L. M. (2014a). Estado actual del estudio de fitolitos en contextos arqueológicos de Argentina. *Scientia Interfluvius*, 5(1), 7–30.
- Colobig, M. D. L. M. (2014b). Contexto paleoambiental durante el Pleistoceno tardío/Holoceno tardío de la Localidad Arqueológica Lobería I (borde oriental de las sierras de Tandilia, Buenos Aires, Argentina): el aporte de los indicadores biosilíceos. *Intersecciones en Antropología*, 15(2), 293–305.
- Conley, D. J. (1997). *Limnology and Oceanography*, 42, 774–777.

- Conley, D. J. (2002). Terrestrial ecosystems and the global biogeochemical silica cycle. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 1121–1129.
- Corbella, H.; Nabel, P. y Martinez, G. (2000). Composición, Edad y Magnetoestratigrafía de las Cineritas Camet en la Costa Atlántica Bonaerense, Argentina. *IX Congreso Geológico Chileno*, Actas, 2, 16–20.
- Coskun, D., Deshmukh, R., Sonah, H., Menzies, J.G., Reynolds, O., Ma, J.F., *et al.*, (2018). The controversies of silicon's role in plant biology. *New Phytologist*, 221, 67–85.
- Cox, P. A. (1989). *The elements. Their origin, abundance and distribution*. Oxford University Press, New York, 1–92.
- Cronberg, G., y Sandgren, C. D. (1986). A proposal for the development of standardized nomenclature and terminology for chrysophycean statospores. En: Kristiansen, J., y Andersen, A. (Eds.). *Chrysophytes: aspects and problems*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp 317–328.
- Dalla Salda, L., y Iñiguez Rodríguez, A.M. (1979). La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. *Actas I Congreso Geológico Argentino*, I: 539–550.
- Dangavs, N. V. (2005). Los ambientes acuáticos de la provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R. E., Etcheverry, R. O., Caballé, M. F., y Llambías, E. (eds), Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino*, 219–236.
- Darwin, C. R. (1846). *Geological observations on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836*. London: Smith Elder and Co.
- Davidovich, N. A., Kaczmarska, I., Karpov, S. A., Davidovich, O. I., MacGillivray, M. L., y Mather, L. (2012). Mechanism of male gamete motility in araphid pennate diatoms from the genus *Tabularia* (Bacillariophyta). *Protist*, 163(3), 480–494.
- De Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, G., y Kawashita, K. (1972). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. En: Nairn A, Stheli F. (Eds), *Oceans, Basins and Margins*. I. The South Atlantic. Plenum, New York, NY, pp. 441–446.

- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., y Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale, *Geophysical Research Letters*, 21, 2191–2194.
- de Rito, M., Fernández Honaine, M., Osterrieth, M., y Morel, E. (2018). Silicophytoliths from a Pampean native tree community (*Celtis ehrenbergiana* community) and their representation in the soil assemblage. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 257, 19–34.
- De Rosa Barbosa, R. (1979). Redescricao do material tipo de Ephydatia facunda Weltner, 1895 (Porifera-Spongilidae), *Iheringia. Série Zoologia*, 54, 27–34.
- De Toni, J. B. (1891-1894) *Sylloge Algarum omnium hucusque cognitarum*. V. II. Bacillariaceae. Typis Seminarii, Patavia. 1556 pp.
- Diester-Haass, L., Schrader, H. J., y Thiede, J. (1973). Sedimentological and paleoclimatological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North-West Africa. "Meteor" *Forschungsergebnisse*, C16, 19–66.
- Dodd, J., y Stanton, R. (1990) *Paleoecology. Concepts and Applications*. John Wiley & Sons, New York, 502.
- Duff, K. E. (1994). *Relationships of sedimentary chrysophycean stomatocyst assemblages in lake sediments to environmental gradients*. Ph.D. Thesis, Queen's University.
- Duff, K. E., Douglas, M. S. V., y Smol, J. P. (1992). Chrysophyte cysts in 36 Canadian high arctic ponds. *Nordic Journal of Botany*, 12, 471–499.
- Duff, K. E., Zeeb, B. A., y Smol, J. P. (1995). *Atlas of Chrysophycean Cysts*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, p 189.
- Ehrenberg, C. G. (1838). *Die Infusionsthierchen als vollkommene Organismen*. Leopold Voss, Leipzig.
- Ehrenberg, C. G. (1854). *Mikrogeologie das Erden und felsen schaffende wirken des unsichtbar kleinen selbständigen Lebens auf der erde*, Leopold VOss. Lepzig. Texte 374 pp. Atlas, 40 taf. (1854). Fortsetzung 88 pp. (1856).
- Ehrlich, H., Demadis, K. D., Pokrovsky, O. S., y Koutsoukos, P. G. (2010). Modern views on desilicification: biosilica and abiotic silica dissolution in natural and artificial environments. *Chemical Reviews*, Vol. 110, pp. 4656–4689.

Eldredge, N. (2001). La vida en la cuerda floja. La humanidad y la crisis de la biodiversidad. *Metatemas*, 66. Ed. Tusquets. Barcelona.

Ellis, J. (1755). *An essay towards a natural history of the corallines and other marine products of the like kind, commonly found on the coasts of Great Britain and Ireland*. (London): *XVII*, 1–103, pis 1–39.

Erra, G. (2009). *Estudio fitolítico de la Formación Tezanos Pinto (Pleistoceno tardío-Holoceno temprano) en la provincia de Entre Ríos, Argentina*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata 277 p. La Plata.

Erra, G. (2010). Asignación sistemática y paleocomunidades inferidas a partir del estudio fitolítico de sedimentos cuaternarios de Entre Ríos, Argentina. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, 45(3–4), 309–319.

Erra, G., Osterrieth, M. L., Morel, E. M., y Fernández Honaine, M. (2010). Silicofitolitos de sedimentitas asociadas a "escorias y/o tierras cocidas" de la Formación Chapadmalal (Plioceno tardío temprano), provincia de Buenos Aires, Argentina. *X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y VII Congreso Latinoamericano de Paleontología* (La Plata, 2010).

Erra, G., Osterrieth, M., Zurita, A. E., Francia, A., y Carlini, A. A. (2013). Paleoenvironment of the toropí formation (upper Pleistocene), corrientes province (mesopotamian region, Argentina): a phytolith approach. *Quaternary International*, 287, 73–82.

Espinosa, M. A., e Isla, F. I. (2015). Modern diatom assemblages in surface sediments from meso-macrotidal estuaries of Patagonia, Argentina. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, 10(1), 29–43.

Espinosa, M., De Francesco, C., e Isla, F. (2003). Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the southeastern Buenos Aires province, *Argentina Journal of Paleolimnology*, 29, 49–60.

Espinosa, M., Fasano, J., Ferrero, L., Isla, F., Mujica, A., y Schnack, E. (1984) Microestratigrafía y micropaleontología de los sedimentos holocenos aflorantes en la desembocadura del arroyo Las Brusquitas (Partido de General Pueyrredon) y en Punta Hermengo (Partido de General Alvarado), Provincia de Buenos Aires. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas III*. San Carlos de Bariloche, 3, págs. 520–536.

- Exley, C. (1998). Silicon in life: a bioinorganic solution to bioorganic essentiality. *Journal of Inorganic Biochemistry*, 69(3), 139–144.
- Ezcurra de Drago, I. (1975). Freshwater sponges of Suriname. *Studies on the fauna of Suriname and other Guyanas*, 15(57), 175–183.
- Ezcurra de Drago, I. D. (1993). Distribución geográfica de las esponjas argentinas (Porifera: Spongillidae, Potamolepidae y Metaniidae). Relaciones zoogeográficas, vías de poblamiento. En: Boltovskoy, A., López, H. L. (Eds.), *Conferencias de Limnología*, “Dr. R. A. Ringuelet”. Instituto de Limnología, Buenos Aires, pp 115–125.
- Falkowski, P. G. (1994). The role of phytoplankton photosynthesis in global biogeochemical cycles. *Photosynthesis research*, 39(3), 235–258.
- Favero, G. y Jobstraibizer, P. (1996). The distribution of aluminum in the Earth: From cosmogenesis to Sial evolution. *Coordination Chemistry Reviews*, 149, 467–400.
- Feijoó, C. S., y Lombardo, R. J. (2007). Baseline water quality and macrophyte assemblages in Pampean streams: a regional approach. *Water Research*, 41, 1399–1410.
- Fernández Cirelli, A. y Miretzky, P. (2004). Ionic relations: a tool for studying hydrogeochemical processes in Pampean shallow lakes (Buenos Aires, Argentina), *Quaternary International*, 114, 113–121.
- Fernández Honaine, M. (2005). Palaeoecological importance of the biomineralizations of Tala (*Celtis tala*, Ulmaceae). *The Phytolitharien*, 17(2), 15–16.
- Fernández Honaine, M. (2007). *Análisis fitolítico del pastizal de Paspalum quadrifarium y su relación con la evolución pedológica en el sudeste de la provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral Univ. Nac. de Mar del Plata. 253 pp.
- Fernández Honaine, M., Zucol, A. y Osterrieth, M. (2005). Biomineralizaciones de sílice en *Celtis tala* (Celtidaceae). *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, 40, 229–239.
- Fernández Honaine, M., Zucol, A. y Osterrieth, M. (2006) Phytolith assemblages and systematic associations in grassland species of the south-eastern Pampean Plains, Argentina. *Annals of Botany*, 98(6), 1155–1165.
- Fernández Honaine, M., Zucol, A., y Osterrieth, M. (2009). Phytolith analysis of Cyperaceae from the Pampean region, Argentina. *Australian Journal of Botany*, 57, 512–523.

- Fernández Honaine, M., Benvenuto, M. L., y Altamirano, S. M. (2014). Silicophytolith reference collections of different plant communities from Argentina. En: *Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina)* (Eds.) Gomes Coe, H. H. y Osterrieth, M. Nova Science Publishers. New York. p. 121 – 145
- Fernández Honaine, M., Benvenuto, M. L., Montti, L. F., Natal, M. L., Borrelli, N. L., Álvarez, M. F., Altamirano, S. M., de Rito, M., y Osterrieth, M. (2021). How are systematics and biological and ecological features related to silica content in plants? A study of species from southern south America. University of Chicago Press. *International Journal of Plant Sciences*, 182(3), 210–219.
- Ferrario, M. E. (1988). Diferentes etapas de la microalgología marina en Argentina. *Gayana Botánica*, 45, 107–114.
- Fidalgo, F., De Francesco, F., y Colado, U. (1973). Geología superficial de las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Pcia. De Bs As). *Actas V Congreso Geológico Argentino*, 4, 27–39, Córdoba.
- Fidalgo, F., Riggi, J., Gentile, R., Correa, H., y Porro, N. (1991). Los sedimentos postpampeanos continentales en el ámbito sur bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLVI(3–4), 239–256.
- Figini, A., Huarte, R., y Carbonari, J. (1999). Datación radiocarbónica de carbonatos de las Formaciones Luján y La Postrera, Buenos Aires. Efecto de reservorio. *XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 2*, 60–62, Salta.
- Folger, D. W. (1970). Wind transport of land-derived mineral, biogenic, and industrial matter over the North Atlantic. *Deep-Sea Research*, 17, 337–352.
- Folguera, A., y Zárate, M. (2011). Neogene sedimentation in the Argentine foreland between 34°30'S and 41°S and its relation to the Andes evolution. En: Salfity, J. A. y Marquillas R. A. (eds.), *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina*, SCS Publisher. 123–134. Salta.
- Frangi, J. L. (1975). Sinopsis de las comunidades vegetales y el medio de las sierras de Tandil (Provincia de Buenos Aires). *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, 16, 293–319.
- Fraysse, F., Pokrovsky, O. S., Schott, J., y Meunier, J. D. (2009). Surface chemistry and reactivity of plant phytoliths in aqueous solutions. *Chemical Geology*, 258, 197–206.

- Frayssinet, C., Benvenuto, M. L., Osterrieth, M. L., Borrelli, N., Álvarez, M. F., y Fernández Honaine, M. (2021). Content and dynamics of silicophytoliths and silicon in pristine soils and agroecosystems in the southeast of the Pampean Plain, Argentina. En: Bouza, P., Rabassa, J. y Bilmes, A. (Eds.). *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina*. Proceedings of the Seventh Argentine Geomorphology and Quaternary Studies Congress. Springer. pp. 456–479.
- Fredlund, G., y Tieszen, L. (1994). Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains. *Journal of Biogeography*, 21, 321–335.
- Frenguelli, J. (1925). Los estudios diatomológicos en Argentina. *Nuova Notar.*, 36, 305–318.
- Frenguelli, J. (1930). Partículas de sílice organizada en el loess y en los limos pampeanos. Células silíceas de Gramíneas. *Anales de la Sociedad Científica Santa Fé*, 2, 64–109.
- Frenguelli, J. (1950). Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Serie 2*(33), pp. 1–72. La Plata.
- Frenguelli, J. (1955). Loess y limos pampeanos. Serie técnica y didáctica, Museo de La Plata. 7, 89 pp.
- Frenguelli, J. (1957). Neozoico. En: *Geografía de la República Argentina II*(3), 1–218. GAEA. Soc. Arg. Est. Geogr., Buenos Aires, Argentina.
- Frenguelli, J., y Outes, F. F. (1924). Posición estratigráfica y antigüedad relativa de los restos de industria humana hallados en Miramar. *Physis*, 26, 277–304.
- Frondel, C. (1962). *The System of Mineralogy: Silica Minerals*. vol. 3, 7a edición, John Wiley & Sons. Nova York. 334p.
- Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Figini, A. (2007). Geocronología, paleoambientes y paleosuelos holocenos en la Región Pampeana. *Revista de Asociación Geológica Argentina*, 62(3), 425–433.
- Galehouse, J. S. (1971). Sedimentation Analysis. En: Carver (ed.) *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wisconsin, USA, Wiley Interscience. pp 69–94.
- Gallego, L., y Distel, R. A. (2004). Phytolith assemblages in grasses native to Central Argentina. *Annals of Botany*, 94, 1–10.

- Gallego, L., Distel, R. A., Camina, R., e Iglesias, R. M. R. (2004). Soil phytoliths as evidence for species replacement in grazed rangelands of central Argentina. *Ecography*, 27, 725–732.
- Gao, G. Z., Jie, D. M., Wang, Y., Liu, L. D., Liu, H. Y., Li, D. H., *et al.*, (2017) Phytolith reference study for identifying vegetation changes in the forest–grassland region of northeast China. *Boreas*, 47(2), 481–497.
- García, M. C., y Veneziano, M. F. (2014). Comportamiento temporal y tendencias climáticas en la ciudad de Mar del Plata (período 1971-2010). *Actas Congreso Internacional de Geografía*. San Juan, 24 al 27 de octubre de 2014, pp. 77–93.
- García Rodríguez, F., Piovano, E. L., del Puerto, L., Inda, H., Stutz, S. M., Bracco, R., *et al.* (2009). South American lake paleo-records across the Pampean Region. *PAGES news*, 17(3) 115–117.
- Genise, J. F. (1989). Las cuevas con *Actenomys* (Rodentia, Octodontidae) de la Formación Chapadmalal (Plioceno superior) de Mar del Plata y Miramar (provincia de Buenos Aires). *Ameghiniana*, 26(1–2):33–42.
- Ghersa, C. M., y Leon, R. J. C. (2001). Ecología del paisaje pampeano: consideraciones para su manejo y conservación. En: Naveh, Z. y Lieberman, A. S. (Eds.) *Ecología de Paisajes*, Ed. Fac. Agronomía, UBA, Buenos Aires, 471–512.
- Giorgi, A., C. Feijoó y G. Tell. (2005). Primary producers in a Pampean stream: Temporal variation and structuring role. *Biodiversity and Conservation*, 14, 1699–1718.
- Gomes Coe, H. H., Osterrieth, M., y Fernández Honaine, M. (2014). Chapter 1: Phytoliths and their applications. En: Gomes Coe H y Osterrieth M (Eds.) *Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina)*. Nova Science Publishers. pp.1–26.
- González, G., y Osterrieth, M. (1996). Silicobiolitos en suelos, paleosuelos y sus materiales parentales, Buenos Aires, Argentina. En: *The state of the art. Phytoliths in soils and plants*. Eds. Pinilla, Tresserras, Machado. C.S.I.C. España, 83–92.
- González Bonorino, F. (1966). Soil clay mineralogy of the Pampa plains, Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 1026–1035.
- Gould, S. J. (1999). *La vida maravillosa. Burgess Shale y la naturaleza de la historia*. Ed. Crítica. Barcelona. 1a edición. (pp. 368).

- Grosjean M., I., Cartajena, M. A. Geyh y Nuñez, L. (2003). From proxy data to paleoclimate interpretation: the mid-Holocene paradox of the Atacama Desert, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 247–258.
- Guiry, M. D. (2012). How many species of algae are there? *Journal of Phycology*, 48, 1057–1063.
- Guo, M., Jie, D., Liu, H., Luo, S., y Li, N. (2012). Phytolith analysis of selected wetland plants from Changbai mountain region and implications for palaeoenvironment. *Quaternary International*, 250, 119–128.
- Greenwood, D. R., y Wing, S. L. (1995). Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients. *Geology*, 23(11), 1044–1048.
- Greer, R. (1969). Submicron Structure of "Amorphous" Opal. *Nature*, 224, 1199–1200.
- Grimm, E. (1987). CONISS: a FORTRAN 77 Program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*, 13, 13–35.
- Hammer, Ø., Harper, D. A. T., y Ryan, P. D. (2001). PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 243.
- Harrison, F. W. (1988). Utilization of freshwater sponges in paleolimnological studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62(1–4), 387–397.
- Harwood, D. M., y Nikolaev, V. A. (1995). Cretaceous diatoms: morphology, taxonomy, biostratigraphy. *Short Courses in Paleontology*, 8, 81–106.
- Hassan, G. (2010). Paleoecological significance of diatoms in Argentinean estuaries: what do they tell us about the environment. En: *Estuaries: types, movement patterns and climatic impacts* (pp. 71–147). New York: Nova Science Publishers.
- Hassan, G. S. (2013). Diatom-based reconstruction of middle to late Holocene paleoenvironments in Lake Lonkoy, southern Pampas, Argentina. *Diatom Research*, 28, 473–486.
- Hassan, G. S., Espinosa, M. A., e Isla, F. I. (2006). Modern diatom assemblages in surface sediments from estuarine systems in the southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of Paleolimnology*, 35, 39–53.

- Hassan, G. S., Tietze, E., y De Francesco, C. G. (2009). Modern diatom assemblages in surface sediments from shallow lakes and streams in southern Pampas (Argentina). *Aquatic Sciences*, 71, 487–499.
- Hassan, G. S., Espinosa, M. A., e Isla, F. I. (2011). Fluctuaciones de salinidad durante el Holoceno en la laguna costera de Mar Chiquita (Provincia de Buenos Aires): una aproximación cuantitativa basada en diatomeas. *Ameghiniana*, 48(4), 496–507.
- Hassan, G. S., Rojas, L. A., y De Francesco, C. G. (2018). Incorporating taphonomy into community-based paleoenvironmental reconstructions: Can diatom preservation discriminate among shallow lake sub-environments?. *Palaios*, 33(8), 376–392.
- Herrera, L. P., y Littera, P. (2011). Relative influence of size, connectivity and disturbance history on plant species richness and assemblages in fragmented grasslands. *Applied Vegetation Science*, 14, 181–188.
- Hodson, M. J., White, P. J., Mead, A., y Broadley, M. R. (2005). Phylogenetic variation in the silicon composition of plants. *Annals of Botany*, 96, 1027–1046.
- Holen, D. A. (2014). Chrysophyte stomatocyst production in laboratory culture and descriptions of seven cyst morphotypes. *Phycologia*, 53(5), 426–432.
- Hooper, J. N. A., y van Soest, R. W. M. (2002). *Systema porifera. A guide to the classification of sponges*. SPONGES Kluwer Academic/ Plenum Publishers, Dordrecht, 2002, 1756 pp.
- Huggett, J. M., y Cuadros, J. (2005). Low-temperature illitization of smectite in the late Eocene and early Oligocene of the Isle of Wight (Hampshire basin), UK. *American Mineralogist*, 90(7), 1192–1202.
- Hyland, E., Sheldon, N. D., y Smith, S. Y. (2013). Representational bias in phytoliths from modern soils of central North America: implications for paleovegetation reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374, 338–348.
- Icenhower, J. P., y Dove, P. M. (2000). The dissolution kinetics of amorphous silica into sodium chloride solutions: Effects of temperature and ionic strength. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(24), 4193–4203.
- Imbellone, P. A., y Camilión, M. C. (1988). Characterization of the buried tephra layer in soils in Argentina. *Pedologie*, 28, 155–171.

- Imbellone, P. A., y Teruggi, M. E. (1993). Paleosols in loess deposits of the Argentine Pampas. *Quaternary International*, 17, 49–55.
- International Committee for Phytolith Taxonomy (ICPT), Neumann, K., Albert, R. M., Ball, T., Cummings, L. S., Strömberg, C., Vrydaghs, L. (2019). International code for phytolith nomenclature (ICPN) 2.0. *Annals of Botany*, 124(2), 189–199.
- Ingram, R. L. (1971). Sieve analysis. En: Carver, R. E. (ed.) *Procedures in sedimentary petrology*, pp 49–68.
- Iñiguez Rodríguez, A. M., y Zalba, P. E. (1974). Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Serie 2*(264), 95–100.
- Iriondo, M. H. (1997). Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(1), 71–79.
- Iriondo, M. H. (1999). Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International*, 57/58, 93–112.
- Iriondo, M., Brunetto, E., y Kröhling, D. (2009). Historical climatic extremes as indicators for typical scenarios of Holocene climatic periods in the Pampean plain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 283, 107–119.
- Isla, F. I. (1989). The Southern Hemisphere sea level fluctuation. *Quaternary Science Reviews*, 8(4), 359–368.
- Isla, F. I. (2002). Descripción geológica de la zona costera de Buenos Aires. En: Martins, L. R. S., Toldo, E., y Dillenburg S. R (eds), *Erosao Costeira: Causas, Analise ee Risco e Sua Relacao com a Genese de Depósitos Minerais. Organización de Estados Americanos*, editado en CD-Rom, Porto Alegre.
- Isla, F. I., Ferrero, L., Fasano, J. L., Espinosa, M. A., y Schnack, E. J. (1986). Late Quaternary marine-estuarine sequences of the southeastern coast of the Buenos Aires Province, Argentina. International Symposium Sea Level Changes and Quaternary Shorelines. IGCP 200-IGCP 201, INQUA-ABEQUA, Sao Paulo, Brasil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4, 137–157.
- Isla, F. I., Taglioretti, M., y Dondas, A. (2015). Revisión y nuevos aportes sobre la estratigrafía y sedimentología de los acantilados entre Mar de Cobo y Miramar, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(2), 235–250.

- Jablonski, D. (1986). Background and mass extinctions: The alteration of Macroevolutionary Regimes. *Science*, 231, 129–133.
- Jablonski, D. (1996). La extinción de fondo frente a la extinción en masa. En: Agustí J. (ed.), *La lógica de las extinciones*, 65–96. Tusquets Editores, colección Metatemas. Barcelona.
- Jahren, A. H. (1996). How and why do Phytoliths form? Biomineralization. The Phytolitharien. *Bulletin of the Society for Phytolith Research*, 9, 2–10.
- Jiang, H., Seidenkrantz, M. S., Knudsen, K., y Eiriksson, J. (2001). Diatom surface sediment assemblages around Iceland and their relationships to oceanic environmental variables. *Marine Micropaleontology*, 41(1–2), 73–96.
- Johnston, G. (1842). *A History of British Sponges and Lithophytes*. (W.H. Lizars: Edinburgh), I–XII, 1–264, pis I–XXV.
- Jones, L. H. P., Milne, A. A., y Sanders, J. V. (1966). Tabashir: an opal of plant origin. *Science*, 151, 464–466.
- Juggins, S. (2007). *C2 Version 1.5 User Guide. Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualization*. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK, p 73.
- Kamatani, A., y Oku, O. (2000). Measuring biogenic silica in marine sediments. *Marine Chemistry*, 68, 219–229.
- Katz, O., Cabanes, D., Weiner, S., Maeir, A. M., Boaretto, E., y Shahack-Gross, R. (2010). Rapid phytolith extraction for analysis of phytolith concentrations and assemblages during an excavation: an application at Tell es-Safi/Gath, Israel. *Journal of Archaeological Science*, 37, 1557–1563.
- Kemp, R. A. (2001). Pedogenic modification of loess: significance for palaeoclimatic reconstructions. *Earth Science Reviews*, 54, 145–156.
- Kemp, R., y Zárata, M. (2000). Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology*, 47, 3–14.
- Kempe, S. (1979). Carbon in the rock cycle. En: Bolin, B., Degens, E. T., Kempe, S., y Ketner, P. (Eds.), *The Global Carbon Cycle*. Wiley, Chichester, pp. 343–375.

Kendrick, K. J. (2005). Pedogenic silica accumulation. En: Rattan, L. (Ed.), *Encyclopedia of soil science* (pp. 1251–1253). Taylor & Francis.

Kendrick, K. J., y Graham, R. C. (2004). Pedogenic silica accumulation in chronosequence soils, southern California. *Soil Science Society of America Journal*, 68(4), 1295–1303.

Klein, C., y Philpotts, A. R. (2012). *Earth Materials: Introduction to Mineralogy and Petrology*, Cambridge University Press, p. 533.

Knoll, A. H. (1985). Exceptional preservation of photosynthetic organisms in silicified carbonates and silicified peats. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*, 311(1148), 111–122.

Korstanje, M. A., y Cuenya, P. (2007). Archaeology of agriculture: Soils and microfossils in agricultural fields, the Valley of El Bolsón, Catamarca, Argentina. *The Phytolitharien*, 17(2), 7–8.

Korstanje, M. A., y Cuenya, P. (2006). Ancient agriculture and domestic activities in Northwestern Argentina: A contextual approach studying phytoliths and others microfossil in soils. 6th. International Meeting of Phytoliths Research. *Society for Phytolith Research Bulletin*, 1(1), 8.

Kraglievich, J. L. (1952). El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de Mar del Plata*, 1(1), 8–37.

Kraglievich, J. L. (1953). La llanura bonaerense a través de un perfil geológico. *Revista Mundo Atómico*, 14, 88–99.

Kraglievich, J. L. (1959). Contribuciones al conocimiento de la geología cuaternaria en la Argentina. Nota acerca de la geología costera en la desembocadura del Arroyo Malacara (Provincia de Buenos Aires). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*. Ciencias geológicas, 1(17), 3–9.

Kristiansen, J. (1988). Seasonal occurrence of silica-scaled chrysophytes under eutrophic conditions. *Hydrobiologia*, 161, 171–184.

Kristiansen, J. (2005). *Golden Algae. A Biology of Chrysophytes*. Liechtenstein: A.R.G. Gantner Verlag. 165 pp.

- Kristiansen, J. (2009). Chrysophytes – golden algae. En: Likens, G. E. (Ed.) *Encyclopedia of Inland Waters*. Academic Press, Oxford, pp 123–29.
- Kuerten, S., Parolin, M., Assine, M. L., McGlue, M. M. (2013). Sponge spicules indicate Holocene environmental changes on the Nabileque River floodplain, southern Pantanal, Brazil. *Journal of Paleolimnology*, 49(2), 171–183.
- Kumar, S., Milstein, Y., Brami, Y., Elbaum, M., y Elbaum, R. (2017a). Mechanism of silica deposition in sorghum silica cells. *New Phytologist*, 213, 791–798.
- Kumar, S., Soukup, M., y Elbaum, R. (2017b). Silicification in grasses: variation between different cell types. *Frontiers in Plant Science*, 8, 438.
- Lara, L. E., Rodríguez, C., Moreno, H., y Pérez de Arce, C. (2001). Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista geológica de Chile*, 28, 67–90.
- Laruelle, G. G., Roubéix, V., Sferratore, A., Brodherr, B., Ciuffa, D., Conley, D. J., Dürr, H. *et al.* (2009). Anthropogenic perturbations of the silicon cycle at the global scale: key role of the land-ocean transition. *Global Biogeochemical Cycles*, 23, GB4031.
- Laterra, P. (2003). Desde el Paspaleto: bases ecológicas para el manejo de pajonales húmedos con quemas prescriptas. En: C. R. Kunst, S. Bravo, y J. L. Panigatti (Eds.), *Fuego en los ecosistemas argentinos* (pp. 93–107). Ediciones INTA. Santiago del Estero, Argentina.
- Latorre, F., Fernández Honaine, M., y Osterrieth, M. (2012). First report of phytoliths in the air of Argentina. *Aerobiología*, 28, 61–69.
- Lazo, D. E., Dyer, L. G., y Alorro, R. D. (2017). Silicate, phosphate and carbonate mineral dissolution behaviour in the presence of organic acids: a review. *Minerals Engineering*, 100, 115–123.
- Leakey, R., y Lewin, R. (1997). The sixth extinction: patterns of life and the future of humankind. *Journal of Leisure Research*, 29(4), 476.
- Leigh, E. G., O'Dea, A., y Vermeij, G. J. (2014). Historical biogeography of the Isthmus of Panama. *Biological Reviews*, 89(1), 148–172.
- Li, C. W., y Volcani, B. E. (1987). Four new apochlorotic diatoms. *British Phycological Journal*, 22, 375–382.

- Liang, M. M. (2004). Palynology, palaeocology and palaeoclimate of the Miocene Shanwang Basin, Shangdong Province, China. *Acta Palaeobotanica*, 5, 1–95.
- Lipps, J. H. (1981). What, if anything, is Micropaleontology? *Paleobiology*, 7(2), 167–199.
- Lovelock, J. (1993). Las edades de GAIA. *Metatemas*, 29. Ed. Tusquets. Barcelona.
- Lowenstan, H. A. (1981). Minerals formed by organisms. *Science*, 211, 1126–1131.
- Lowenstan, H. A., y Weiner, S. (1989). *On Biomineralization*. New York and London (Oxford Univ. Press), 336 pp.
- Lu, H., y Liu, K. (2003). Morphological variations of lobate phytoliths from grasses in China and the southeastern USA. *Diversity and Distributions*, 9, 73–87.
- Madella, M., Alexandre, A., y Ball, T. (2005). International code for phytolith nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, 96, 253–260.
- Madella, M., y Lancelotti, C. (2012). Taphonomy and phytoliths: a user manual. *Quaternary International*, 275, 76–83.
- Mancini, M. V., Paez, M. M., Prieto, A. R., Stutz, S., Tonello, M. y Vilanova, I. (2005). Mid-Holocene climatic variability reconstruction from pollen records (32°-52°S, Argentina). *Quaternary International*, 132, 47–59.
- Manconi, R., y Pronzato, R. (2002). Suborder Spongillina subord. nov.: Freshwater sponges. En: Hooper, J. N. A, y van Soest, R. W. M. eds. *Systema Porifera: A guide to the classification of sponges*. New York, Kluwer Academic/Plenum Publishers. p. 921–1021.
- Manconi, R., y Pronzato, R. (2007). Gemmules as a key structure for the adaptive radiation of freshwater sponges: a morphofunctional and biogeographic study. En: Custódio, M. R., Hajdu, E., Lobo-Hadju, G., y Muricy, G. eds. *Porifera Research: Biodiversity, Innovation and Sustainability*. Rio de Janeiro, Museu Nacional, p. 61–77.
- Mann, D. G., y Vanormelingen, P. (2013). An inordinate fondness? The number, distributions, and origins of diatom species. *Journal of Eukaryotic Microbiology*, 60, 414–420.
- Marchese, H. G., y Di Paola, E. (1975a). Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(2), 161–179.

Marchese, H. G., y Di Paola, E. (1975b). Reinterpretación estratigráfica de la Perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(1), 44–52.

Marchetti, A., y Cassar, N. (2009). Diatom elemental and morphological changes in response to iron limitation: A brief review with potential paleoceanographic applications. *Geobiology*, 7(4), 419–431.

Mari, F., Fucks, E., Pisano, F., Huarte, R., y Carbonari, J. (2013). Cronología radiocarbónica en paleoambientes del Pleistoceno tardío y Holoceno de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata, Sección Antropología*, 13, 51–58.

Marshall, L. G., Webb, S. D., Sepkoski, J. J., Jr., y Raup, D. M. (1982). Mammalian evolution and the Great American Interchange. *Science*, 215, 1351–1357.

Martínez, G. (1998). Identificación de paisajes relictuales del Pleistoceno tardío-Holoceno con imágenes ópticas y de radar en el sudeste de la provincia de Bs. As. En: *V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Mar del Plata, 9–11 diciembre 1998. *Actas, Vol. 1*, 103–109.

Martínez, G. (2001). *Geomorfología y geología del Cenozoico superior de las cuencas de los arroyos Los Cueros y Seco, vertiente nororiental de las Sierras Septentrionales, provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral.

Martínez, D. E., y Osterrieth, M. (1999). Geoquímica de la sílice disuelta en el acuífero Pampeano en la vertiente sudoriental de Tandilia. *Hidrología Subterránea*, 13, 241–250.

Martínez, D. E., y Osterrieth, M. (2013). Hydrogeochemistry and pollution effects of an aquifer in Quaternary loess like sediments in the landfilling area of Mar del Plata, Argentina. *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia*, 66, 9–23.

Martínez, D. E., Fourné, E., Quiroz Londoño, M. O., Glok Galli, M., Dapoigny, A., y Grondona, S. I. (2016). Residence time distribution in a large unconfined-semiconfined aquifer in the Argentine Pampas using  $3\text{H}/3\text{He}$  and CFC tracers. *Hydrogeology Journal*, 24, 1107–1120.

Massaferro, J., y Larocque-Tobler, I. (2013). Using a newly developed chironomid transfer function for reconstructing mean annual air temperature at Lake Potrok Aike, Patagonia, Argentina. *Ecological Indicators*, 24, 201–210.

Mazzoni, M. M. (1986). *Procesos y depósitos piroclásticos*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 14, 104 pp.

Medina, R. A., Martínez, A. L., Mormeneo, L., y Richiano, S. M. (2016). Cambios morfosedimentarios causados por la construcción de un espigón en Camet Norte, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(3), 396–404.

Melendi, D.L., Scafati, L., y Volkheimer, W. (2006). *Biodiversidad actual y fósil. Elementos para una interpretación dinámica*. Fundación de Historia Natural Félix de Azara, Buenos Aires, 112 pp.

Menéndez, L. P., Osterrieth, M., y Oliva, F. (2009). A first phytolith approximation to diet study in the archaeological site Gascón 1, Pampean Region, República Argentina. *Quaternary International*, 204(1–2), 84–94.

Meriläinen, J. (1973). The dissolution of diatom frustules and its palaeoecological interpretation. *Report of the Department of Quaternary Geology, University of Lund*, 3, 91–95.

Messenger, E., Lebreton, V., Marquer, L., Russo-Ermolli, E., Orain, R., Renault-Miskovsky, J., Lordkipanidze, D., Despriée, J., Peretto, C., y Arzarello, M. (2011). Palaeoenvironments of early hominins in temperate and Mediterranean Eurasia: new palaeobotanical data from Palaeolithic key-sites and synchronous natural sequences. *Quaternary Science Reviews*, 30, 1439–1447.

Milliken, K. L. (2020). Compactional and mass-balance constraints inferred from the volume of quartz cementation in mudrocks, En: *Mudstone Diagenesis: Research Perspectives for Shale Hydrocarbon Reservoirs, Seals, and Source Rocks*, (eds.) Wayne, K., Camp, K. L. Milliken, K. T., Fishman n., Hackley, P. C., y Macquaker, J. H. S. pp. 33–48.

Miretzky, P., Conzonno, V., y Cirelli, A. F. (2001). Geochemical processes controlling silica concentrations in groundwaters of the Salado River drainage basin, Argentina. *Journal of Geochemical Exploration*, 73(3), 155–166.

Miretzky, P., Maidana, N. I., y Fernández Cirelli, A. (2002). Stability of diatom composition in a variable lake environment: Lake Chascomús, Argentina. *Limnology*, 3, 77–85.

Mitani, N., Ma, J. F., e Iwashita, T. (2005). Identification of silicon form in xylema of rice (*Oryza sativa* L.). *Plant and Cell Physiology*. 46, 279–283.

Montti, L. F., y Osterrieth, M. (2002). Efecto de las plantaciones de pinos y eucaliptus sobre las propiedades físicas-químicas de Argiudoles Típicos (Sierra de los Padres, Bs. As.). *Actas del XVIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Puerto Madryn, Argentina. pág 60.

Moore, D. M., y Reynolds, R. C. (1989). *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, pp. 321–322. Oxford University Press, Oxford. Google Scholar.

Morrison, R. (1978). Quaternary soil stratigraphy-concepts, methods, and problems. En: Mahaney, W. (Ed.), *Quaternary Soils, Geological Abstracts*, Norwich. 77–108.

Müller, O. F. (1786). *Animalcula Infusoria, fluviatilia et marina*. Hafniae et Lipsiae, Copenhagen. 367 pp.

Nelson, D. M., Tréguer, P., Brzezinski, M. A., Leynaert, A., y Quéguiner, B. (1995). Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles*, 9(3), 359–372.

Nicholls, K. H. (1995). Chrysophyte blooms in the plankton and neuston of marine and freshwater systems. En: C. D. Sandgren, J. P. Smol, y J. Kristiansen (Eds.), *Chrysophyte algae: Ecology, phylogeny and development* (pp. 181–213). Cambridge, UK: Cambridge University Press.

Nicholls, K. H., y Wujek, D. E. (2015). Chrysophyceae and Phaeothamniophyceae. En: J. D. Wehr, R. G. Sheath, y J. P. Kociolek (Eds.), *Freshwater Algae of North America* (pp. 1049). Elsevier, USA.

Novello, A., Barboni, D., Berti-Equille, L., Mazur, J. C., Poilecot, P., y Vignaud, P. (2012). Phytolith signal of aquatic plants and soils in Chad, Central Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 178, 43–58.

Novello, A., Lebatard, A.-E., Moussa, A., Barboni, D., Sylvestre, F., Bourlès, D. L., *et al.* (2015). Diatom, phytolith, and pollen records from a  $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$  dated lacustrine succession in the Chad basin: Insight on the Miocene-Pliocene paleoenvironmental changes in Central Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 430, 85–103.

Orgeira, M. J. (1990). Paleomagnetism of late Cenozoic fossiliferous sediments from Barranca de los Lobos (Buenos Aires province, Argentina). The magnetic age of the South American land-mammal stages. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 121–132.

- Orgeira, M. J., y Valencio, D. A. (1984). Estudio paleomagnético de sedimentos asignados al Cenozoico Tardío aflorantes en Barranca de Los Lobos, provincia de Buenos Aires. *Actas Noveno Congreso Geológico Argentino*, 4(1), 162–173.
- Orlando, H. A. (1966). Fascículo I. Protista. En: A. Borrelo y R. Pascual (Eds.), *Paleontografía Bonaerense* (pp. 88). Comisión de Investigaciones Científicas, Buenos Aires, Argentina.
- Ortiz-Jaureguizar, E., y Cladera, G. (2006). Paleoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. *Journal of Arid Environments*, 66, 489–532.
- Osterrieth, M. (1998a). Phytoliths in late Quaternary paleosoils of the pampean plains, Buenos Aires, Argentina: Paleoenvironmental implications. *II International Meeting on Phytolith Research*, Abstracts (pp. 33). España.
- Osterrieth, M. (1998b). Paleosoils and their relation to sea level changes during the Late Quaternary in Mar Chiquita, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Internacional*, 51–52, 43–44.
- Osterrieth, M. (1999). Aplicación de los análisis fitolíticos en el estudio de secuencias estratigráficas del Cuaternario tardío de la llanura Inter y Periserrana del sistema de Tandilla (Buenos Aires). *I Encuentro de Investigaciones Fitolíticas, Acta I*. Diamante.
- Osterrieth, M. (2000). Silicofitolitos una herramienta para la comprensión de procesos pedológicos del Cuaternario. *XVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. 4pp.
- Osterrieth, M. (2001a). Silicofitolitos en sedimentos loésicos de la llanura inter y periserrana de Tandilla, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, 38(4), resúmenes 47R–48R.
- Osterrieth, M. (2001b). Silicobiolitos/silicofitolitos: su rol en la matriz de suelos y paleosuelos de ambientes costeros de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, 38(4), resúmenes 47R.
- Osterrieth, M. (2004). Mineralogía y micromorfología de suelos y paleosuelos de la llanura fluvioeólica bonaerense. En: *Resúmenes XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*, Paraná, Argentina, 351 pp.
- Osterrieth, M. (2006a). Silicofitolitos en suelos, paleosuelos y sedimentos. *Actas III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, I*, pp. 351–365.

- Osterrieth, M. (2006b). Silicofitolitos en sedimentos loésicos de la llanura Inter. y periserrana de Tandilla, Buenos Aires, Argentina. En: *Fitolitos en suelos, sedimentos y sitios arqueológicos: Estado actual de sus conocimientos en América del Sur*, (Eds.) Zucol, A. F., M. L. Osterrieth y M. Brea. Mar del Plata. pp. 204–215.
- Osterrieth, M. L., y Martínez, G. (1993). Paleosols on Late Cainozoic Sequences in the Northeastern side of Tandilia Range, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International*, 17, 57–65.
- Osterrieth, M. L., y Schnack, E. (1984). El perfil de Mar del Cobo (partido de Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires). Características de sus paleosuelos y posibles correlaciones. *Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el último Hemiciclo Deglacial en la Argentina*. Actas, Mar del Plata 6 y 7 de abril de 1983, pp. 101–117.
- Osterrieth, M. L., y Tassara, G. (2005). Silicophytoliths on stone tools from interserrana area archaeological sites, Buenos Aires, Argentina. *The Phytolitharien*, 17(2), 5–6.
- Osterrieth, M. L., y Zucol, A. F. (2000). Paleoenvironmental reconstruction in late quaternary paleosoils of the pampean plains (Argentina). *III International Meeting on Phytolith Research*. Abstracts, 15–16.
- Osterrieth, M., Fernández, C., Bilat, Y., Martínez, P., Martínez, G., y Trassens, M. (1998). Geocología de Argiudoles típicos afectados por prácticas hortícolas en la Llanura Pampeana, Buenos Aires, Argentina. *Actas XVI Congreso Mundial de la Ciencia del Suelo*, 1–8.
- Osterrieth, M. L., Zurro, D., Mazzanti, D., y Zucol, A. F. (2000). The first study of silica phytoliths in an archaeological cave of the pampean plains of Argentina. “La Amalia” site: a case study. *III International Meeting on Phytolith Research*, Abstracts, 7–8, Belgium.
- Osterrieth, M. L., Mazzanti, D., Martínez, G., y Bernaba Laborde, V. (2001). Aporte del estudio de silicofitolitos al análisis de sitios arqueológicos en el sudeste bonaerense (Argentina): II. Sitio cueva El Abra, otro caso de estudio. *Ameghiniana*, 38(4) Suplemento, Resúmenes, 48R.
- Osterrieth, M. L., Martínez, G. A., Zurro, D., Zucol, A. F., Brea, M., y Mazzanti, D. (2002). Procesos de formación del sitio 2 de la Localidad Arqueológica Amalia: evolución paleoambiental. En: Mazzanti, D. L., Berón, M. A., & Oliva, F. W. (Eds.), *Publicación especial, II Congreso de Arqueología de la Región Pampeana Argentina. Del mar a los*

salitrales, *Diez mil años de Historia Pampeana en el umbral del Tercer Milenio* (pp. 343–354).

Osterrieth, M. L., Martínez, G., Gutiérrez, M., y Álvarez, F. (2005a). Silica biomorphs in pedoarchaeological sequences from paso Otero 5 site (Buenos Aires province, Argentina). *The Phytolitharien*, 17(2), 10–11.

Osterrieth, M. L., Morras, H., y Álvarez, F. (2005b). Silicofitolitos en suelos y sedimentos loésicos de la pampa ondulada, Buenos Aires. *III Encuentro de Investigaciones Fitolíticas del Cono Sur, Libro de resúmenes*: 44–45.

Osterrieth, M. L., Oliva, F., y Menéndez, L. (2006). Phytolith Study of an Archaeological site: Gascón 1, Provincia de Buenos Aires, República Argentina. 6th. International Meeting of Phytoliths Reserch. Barcelona, España. *Society for Phytolith Research Bulletin*, 1(1), 7.

Osterrieth, M., Madella, M., Zurro, D., y Álvarez, M. F. (2009). Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. *Quaternary International*, 193(1–2), 70–79.

Osterrieth, M., Borrelli, N., Álvarez, F., Fernández Honaine, M., del Río, J. L., Cionchi, J., y Madella, M. (2011). Biomineralizaciones y biogeoquímica del silicio en plantas, suelos y aguas continentales; su rol en la problemática medioambiental del sudeste de la llanura pampeana Argentina. *VI Congreso de Química y Física Ambiental*, Cancún, México (I), 86.

Osterrieth, M., Fernández Honaine, M., Borrelli, N., y Álvarez, M. F. (2014a). Silicophytoliths in representative soils of the southeast Pampean Plains, Argentina. En: Gomes Coe, H. H. y Osterrieth, M. (Eds.) *Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina)*. Nova Science Publishers. pp. 215–242.

Osterrieth, M., Borrelli, N., Álvarez, M. F., y Fernández Honaine, M. (2014b). Silicophytoliths and Silicon Biogeochemical Cycle in the Pampean Plain, Argentina. En: Gomes Coe, H. H. y Osterrieth, M. (Eds.) *Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina)*. Nova Science Publishers. pp. 243–263

Osterrieth, M., Borrelli, N., Álvarez, M. F., y Fernández Honaine, M. (2015). Silica biogeochemical cycle in temperate ecosystems of the Pampean Plain, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 172–179.

- Osterrieth, M., Álvarez, M. F., Fernández Honaine, M., y Erra, G. (2016). Silicophytolith studies in South America and Argentina: Scope and limitations for paleoenvironmental reconstruction of the Marine Isotope Stage 3 (MIS3). En: G. M. Gasparini, J. Rabassa, C. Deschamps, E. P. Tonni (Eds.). *Marine Isotope Stage 3 In Southern South America, 60 Ka B.P.-30 Ka B.P.*, pp 320–352.
- Paolicchi, M., Fernández Honaine, M. y Osterrieth, M. L. (2021). Herbivore effect in the assemblages of phytoliths incorporated to soils from cow dung. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 288, 104401.
- Parr, J. F. (2006). Effect of fire on phytolith coloration. *Geoarchaeology*, 21, 171–185.
- Pascher, A. (1914). Über Flagellaten und Algen. *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft*, 32, 136–160.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, J., Gondar, D., y Tonni, E. P. (1965). Las edades del cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires*, 6, 165–193.
- Patrick, W. H., y Verloo, M. (1998). Distribution of soluble heavy metals between ionic and complexed forms in a saturated sediment as affected by pH and redox conditions. *Water Science and Technology*, 37(6/7), 165–172.
- Pazos, M. S. (1990). Some features and processes associated with the caliche under humid climate, Balcarce. Argentina. *Pedologie*, XL, 141–154.
- Pecorari, C., Guerif, J., y Stengel, P. (1990). Fitólitos en los suelos pampeanos argentinos: influencia sobre las propiedades físicas determinantes de los mecanismos elementales de la evolución de la estructura. *Ciencia del Suelo*, 8, 135–141.
- Pérez, A. E., y Erra, G. (2011). Identificación de maíz de vasijas recuperadas de la Patagonia noroccidental argentina. *Magallania (Punta Arenas)*, 39(2), 309–316.
- Pichevin, L. E., Ganeshram, R. S., Geibert, W., Thunell, R., y Hinton, R. (2014). Silica burial enhanced by iron limitation in oceanic upwelling margins. *Nature Geoscience*, 7, 541–546.
- Pinheiro, U. S., Hajdu, E., y Correia, M. D. (2004). First description of gemmules of *Ephydatia facunda* Weltner, 1895 (Porifera, Haplosclerida, Spongillidae) by scanning electron microscopy, with underwater observations of a large population from northeastern Brazil. *Journal of Natural History*, 38(9), 1071–1080.

- Pinheiro, U. S. (2007). *Contribuições à taxonomia e biogeografia das Esponjas de águas continentais Brasileiras*. Pós-graduação em Ciências Biológicas (Zoologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, pp. 220.
- Piperno, D. R. (1988). *Phytolith analysis, an archaeological and geological perspective*. San Diego: Academic Press, pp. 280.
- Piperno, D. R. (2006). *Phytoliths: A comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists* (1st ed.). New York: AltaMira Press. pp. 304.
- Piperno, D. R., y Pearsall, D. M. (1998). The silica bodies of tropical American grasses: morphology, taxonomy, and implications for grass systematics and fossil phytolith identification. *Smithsonian Contributions to Botany*, 85, 1–40.
- PiPujol, M. D., y Buurman, P. (1994). The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in Tertiary paleosols of the Ebro basin, NE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110, 103–113.
- Pizarro, J., Tort, M. I., Bearzotti, S., y Cacciamani, M. (1992). Nuevas Estrategias de Producción y su relación con el Recurso Suelo. INTA. EEA. Pergamino. *Informe Técnico n° 268*, Pergamino.
- Poinar, G. Jr. (2011). Silica bodies in the Early Cretaceous *Programinis laminatus* (Angiospermae: Poales). *Palaeodiversity*, 4, 1–6.
- Poiré, D. G., Spalletti, L. A., Del Valle, A. (2003). The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): facies, trace fossils, paleoenvironments and sequence stratigraphy. *Acta Geológica*, 1(1), 41–60.
- Pontrelli Albisetti, M. (2017). *Riesgo asociado a eventos extremos de precipitación en Mar del Plata: estrategias para una gestión sustentable*. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur. p 172.
- Potter, P. E., Maynard, J., y Pryor, W. A. (1980). *Sedimentology of Shale: Study Guide and Reference Source*. Springer-Verlag, New York. pp. 313.
- Prado, J. L., y Alberdi, M. T. (1999). The mammalian record and climate change over the last 13,000 years in the Pampean Region, Argentina», *Quaternary International*, 57/58, pp. 165–174.

Prado, J. L., Menegaz, A. N., Tonni, E. P., y Salemme, M. (1987). Los mamíferos de la fauna local Paso Otero (Pleistoceno tardío) provincia de Buenos Aires. Aspectos paleoclimáticos y bioestratigráficos. *Ameghiniana*, 24(3–4), 217–233.

Prentice, A. J., y Webb, E. A. (2016). The effect of progressive dissolution on the oxygen and silicon isotope composition of opal-A phytoliths: implications for palaeoenvironmental reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 453, 42–51.

Prieto, A. R. (1996). Late Quaternary vegetational and climatic changes in the Pampa grassland of Argentina. *Quaternary Research*, 45, 73–88.

Prieto, A. R. (2016). Análisis e Interpretación de Registros Palinológicos de Sucesiones Aluviales de la Región Pampeana: Revisión e Implicancias para la Reconstrucción de la Vegetación y el Clima durante el Pleistoceno Tardío – Holoceno. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 16, 148–167.

Quintana, C. A. (1992). Estructura interna de una paleocueva posiblemente de un Dasypodidae (Mammalia, Edentata) del Pleistoceno de Mar del Plata (Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana*, 29, 87–91.

Quirós, R., Renella, A., Boveri, M., Rosso, J. J., y Sosnovsky, A. (2002). Factores que afectan la estructura y el funcionamiento de las lagunas pampeanas. *Ecología Austral*, 12, 175–185.

Quirós, R. (2004). Sobre la Morfología de las Lagunas Pampeanas. *Serie de Documentos de Trabajo del Área de Sistemas de Producción Acuática*. Departamento de Producción Animal, Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires. 3, 16.

Rabassa, J., Coronato, A., y Salemme, M. (2005). Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 81–104.

Ragueneau, O., Tréguer, P., Leynaert, A., Anderson, R., Brzezinski, M., DeMaster, D., *et al.* (2000). A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change*, 26(4), 317–365.

Richards, L. A. (1954). Pasta saturada, mezclada. En: *Investigación de suelos. Métodos de laboratorio y procedimientos para recoger muestras*. Editorial Trillas, México. 83 pp.

- Risso Dominguez, J. D. (1949). Estratigrafía de las Barrancas de Chapadmalal y Vorohué. *Estudios*, 81, 353–372 y 419–431.
- Round, F. E., Crawford, R. M., y Mann, D. G. (1990). *The diatoms. Biology & morphology of the genera*. Cambridge University Press, New York, 747 pp.
- Rovner, I. (1971). Potential of opal phytoliths for use in palaeoecological reconstruction. *Quaternary Research*, 1, 345–359.
- Rowe, C., y Kershaw, A. P. (2008). Microbotanical remains in landscape archaeology. En: B. David, y J. Thomas (Eds.), *Handbook of Landscape Archaeology* (pp. 430–441). Left Coast Press, Inc.
- Ruocco, M. (1989). A 3 Ma paleomagnetic record of coastal continental deposits in Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72, 105–113.
- Ryves, D., Juggins, S., Fritz, S. C., y Battarbee, R. (2001). Experimental diatom dissolution and the quantification of microfossil preservation in sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172(1–2), 99–113.
- Ryves, D. B., Battarbee, R. W., Juggins, S., Fritz, S. C., y Anderson, N. J. (2006). Physical and chemical predictors of diatom dissolution in freshwater and saline lake sediments in North America and West Greenland. *Limnology and Oceanography*, 51(3), 1355–1368.
- Sala, J. M. (1975) Recursos Hídricos (especial mención de las aguas subterráneas). Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires, *IV Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, 169 pp.
- Sandgren, C. D. (1983). Morphological variability in populations of chrysophycean resting cysts. I. Genetic (interclonal) and encystment temperature effects on morphology. *Journal of Phycology*, 19, 64–70.
- Santos, I. R., Machado, M. I., Niencheski, L. F., Burnett, W., Milani, I. B., Andrade, C. F., y Baisch, P. (2008). Major ion chemistry in a freshwater coastal lagoon from southern Brazil (Mangueira Lagoon): Influence of groundwater inputs. *Aquatic Geochemistry*, 14, 133–146.
- Sato, S., Beakes, G., Idei, M., Nagumo, T., y Mann, D. G. (2011). Novel sex cells and evidence for sex pheromones in diatoms. *PloS one*, 6(10).

- Schlesinger, W. H. (1997). *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*. Academic Press, New York. pp. 762.
- Schmidt, A. (1874-1959). *Atlas der Diatomaceen- Kunde*. Reprint 1984. Koeltz Scientific Books, Leipzig, Alemania Occidental Heft 1-120, Tafem 1-460.
- Schultz, P., Zárate, M., Hames, W., Camilión, C., y King, J. (1998). A 3.3 Ma impact in Argentina and possible consequences. *Science*, 282, 2061-2063.
- Schlüter, M., y Rickert, D. (1998). Effect of pH on the measurement of biogenic silica. *Marine Chemistry*, 63, 81-92.
- Schlüter, M., y Sauter, E. (2000). Biogenic silica cycle in surface sediments of the Greenland Sea. *Journal of Marine Systems*, 23, 333-342.
- Scoppa, C. O. (1974). *The pedogenesis of a sequence of Mollisols in the Undulating Pampa (Argentina)*. Tesis doctoral, Universidad de Gante, Bélgica. pp. 194.
- Scoppa, C., y Di Giacomo, R. M. (1998). Edafogénesis Pampeana. *Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria*, XLII(19), 38.
- Seckt, H. (1924). Estudios hidrobiológicos en la Argentina: Contribución al conocimiento de los microorganismos del agua dulce y de sus condiciones vitales. *Revista Universidad Nacional de Córdoba*, 11(4-6), 55 y subsiguientes (99 diatomeas).
- Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca-Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (SAGyP-INTA) (1989). *Mapa de suelos de la provincia de Buenos Aires*. Editorial Talleres Gráficos EDIPUBLI S.A., Buenos Aires, 545 pp.
- Selkin, P. A., Stromberg, C. A. E., Dunn, R., Kohn, M. J., Carlini, A. A., Davies-Vollum, K. S., y Madden, R. H. (2015). Climate, dust, and fire across the Eocene-Oligocene transition, Patagonia. *Geology*, 43, 567-570.
- Smol, J. P. (1980). Fossil synuracean (Chrysophyceae) scales in lake sediments: a new group of paleoindicators. *Canadian Journal of Botany*, 58, 458-465.
- Smol, J. P. (1985). The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index. *Hydrobiologia*, 123, 199-208.
- Smol, J. P., y Stoermer, E. F. (2010). *The diatoms: Applications for the environmental and earth sciences* (2nd ed.). Cambridge University Press, Cambridge, UK. 667 pp.

- Soibelzon, E., Soibelzon, L. H., Gasparini, G. M., Tonni, E. P. (2019). El Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires y sus mamíferos. Fundación Miguel Lillo. *Opera Lilloana*; 52(3), 606–637.
- Soil Survey Staff (2014). *Keys to soil taxonomy* (12th ed.). USDA-NRCS, Washington, DC, 372 pp.
- Sommer, M., Kaczorek, D., Kuzyakov, Y., y Breuer, J. (2006). Silicon pools and fluxes in soils and landscapes—a review. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169(3), 310–329.
- Song, Z., McGrouther, K., y Wang, H. (2016). Occurrence, turnover and carbon sequestration potential of phytoliths in terrestrial ecosystems. *Earth-Science Reviews*, 158, 19–30.
- Soriano, A., León, R. J. C., Sala, O. E., Lavado, R. S., Deregibus, V. A., Cahuepé, M. A., Scaglia, O. A., Velázquez, C. A., y Lemcoff, J. H. (1992) Río de la Plata grasslands: En: Coupland, R.T. (ed.) *Ecosystems of the world 8A. Natural grasslands. Introduction and western hemisphere*. Elsevier, New York, pp 367–407.
- Spalletti, L. A. (1992). El loess y el problema de la identificación de las loessitas. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie), Sección Geología*, 11, 45–56.
- Spalletti, L., y del Valle, A. (1984). Las diamictitas del sector oriental de Tandilia: caracteres sedimentológicos y origen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(3–4), 188–206.
- Strömberg, C. A. E. (2003). *The origin and spread of grass-dominated ecosystems during the Tertiary of North America and how it relates to the evolution of hypsodonty in equids*. Ph.D. Dissertation, University of California, Berkeley.
- Strömberg, C. A. (2004). Using phytolith assemblages to reconstruct the origin and spread of grass-dominated habitats in the great plains of North America during the late Eocene to early Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 207(3–4), 239–275.
- Strömberg, C. A. E., Werdelin, L., Friis, E. M., y Saraç, G. (2007). The spread of grass-dominated habitats in Turkey and surrounding areas during the Cenozoic: phytolith evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250, 18–49.
- Strömberg, C. A. E., Dunn, R. E., Crifò, C., y Harris, E. B. (2018). Phytoliths in paleoecology: analytical considerations, current use, and future directions. En: Croft, D. A., Su, D. F., Simpson, S. W., (eds.). *Methods in Paleoecology: Reconstructing Cenozoic*

*Terrestrial Environments and Ecological Communities*. Cham, Switzerland, Springer, 235–287.

Struve, G. A. (1835). *De silica in Plantis Nonnullis*. Ph.D. Dissertation, Humboldt University, Berlin.

Struyf, E., Smis, A., Van Damme, S., Meire, P., y Conley, D. (2009). The global biogeochemical silicon cycle, *Silicon*, 1, 207–213.

Stutz, S., Borel, C. M., Fontana, S. L., Del Puerto, L., Inda, H., García-Rodríguez, F., et al. (2010). Late Holocene climate and environment of the SE Pampa grasslands, Argentina, inferred from biological indicators in shallow, freshwater Lake Nahuel Rucá. *Journal of Paleolimnology*, 44 (3), 761–775.

Stutz, S., Tonello, M. S., González Sagrario, M. A., Navarro, D., y Fontana, S. L. (2014). Historia ambiental de los lagos someros de la llanura Pampeana (Argentina) desde el Holoceno medio: Inferencias paleoclimáticas. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 21(2), 119–138.

Suchéras-Marx, B., Escarguelb, G., Ferreira, J., y Hammer, Ø. (2019). Statistical confidence intervals for relative abundances and abundance based ratios: Simple practical solutions for an old overlooked question. *Marine Micropaleontology*, 151(7–8), 101751.

Sunamura, T. (2015). Rocky coast processes: with special reference to the recession of soft rock cliffs. *Proceedings of the Japan Academy. Series B, Physical and Biological Sciences* 91(9), 481–500.

Tamaki, K. (2000). *Nuvel 1-A calculation results*. Ocean Research Institute, University of Tokio. <http://manbow.ori.u-tokio.ac.jp/tamaki-bin/post-nuvella>.

Tapia, A. (1937). Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. *Dirección de Geología, Minería y Agricultura*, Buenos Aires, 43.

Tempère, J., y Peragallo, H. (1915). *Diatomées du monde entier*. (2<sup>a</sup> ed.), 30 fascicles. 480 pp. Arcachon.

Teruggi, M. E. (1955). Algunas observaciones microscópicas sobre vidrio volcánico y ópalo organógeno en sedimentos pampianos. *Revista Museo La Plata*, 13(66), 17–26.

- Teruggi, M. E. (1957a). Nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(3), 322–332.
- Teruggi, M. E. (1957b). Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona de Mar del Plata. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. *Geología* 4, 248 p.
- Teruggi, M. E. (1971). 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. E., y Kilmurray, J. (1975). Tandilia. *Relatorio del VI Congreso Argentino de Geología*, 55–77.
- Teruggi, M. E., e Imbellone, P. A. (1987). Paleosuelos loésicos superpuestos en el Pleistoceno Superior-Holoceno de la región de La Plata Provincia de Buenos Aires. *Ciencia del Suelo*, 5, 175–188.
- Teruggi, M. E., Andreis, M., Mazzoni, M., Dalla Salada, L., y Spalletti, L. (1974). Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata-Miramar, *LEMIT anales, serie 2*, 268, 133–148.
- Teruggi, M. E., Leguizamón, M. A., y Ramos, V. A. (1988). Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43, 366–374.
- Tieszen, L. L., Senyimba, M. M., Imbamba, S. K., y Troughton, J. H. (1979). The distribution of C3 and C4 grasses and carbon isotope discrimination along an altitudinal and moisture gradient in Kenya. *Oecologia*, 37, 337–350.
- Tonello, M. S., y Prieto, A. R. (2010). Tendencias climáticas para los pastizales pampeanos durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: estimaciones cuantitativas basadas en secuencias polínicas fósiles. *Ameghiniana*, 47(4), 501–514.
- Tonello, M. S., Mancini, M. V., y Seppä, H. (2009). Quantitative reconstruction of Holocene precipitation changes in Southern Patagonia. *Quaternary Research*, 72, 410–420.
- Tonni, E. P. (2009). Los mamíferos del Cuaternario de la región pampeana de Buenos Aires, Argentina. En: Ribeiro, A. M., Girardi Bauermann, S., y Saldanha Scherer, C. (Eds.), *Quaternario do Rio Grande do Sul: integrando conhecimentos* (pp. 207-216). *Monografias da*

*Sociedades Brasileira de Paleontologia. Porto Alegre: Asociación Paleontológica Argentina Publicación Especial 12, Vida y obra de Florentino Ameghino (pp. 69–79).*

Tonni, E. P., y Fidalgo, F. (1978). Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-reciente en la provincia de Buenos Aires durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. Los factores climáticos como causa de su retracción. *Ameghiniana*, 17(1), 53–66.

Tonni, E. P., Alberdi, M. T., Prado, J. L., Sargo, M. S., y Cione, A. (1992). Changes of mammal assemblages in the pampean region (Argentina) and their relation with the Plio-Pleistocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95, 179–194.

Tschudy, R. H. (1969). Relationship of palynomorphs to sedimentation. En: Tschudy, R. H., Scott, R. A. (Eds.), *Aspects of Palynology*. Wiley, New York. pp. 79–96

Tricart, J. L. (1973). Geomorfología de la Pampa Deprimida. Base para los estudios edafológicos y agronómicos. INTA, *XII Colección Científica*, 202 pp.

Twiss, P. C. (1987). Grass opal phytoliths as climatic indicators of the Great Plains Pleistocene. En: Johnson WC (Ed.). *Quaternary Environments of Kansas. Kansas Geological Survey Guidebook*, pp. 179–199.

Twiss, P. C. (1992). Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths, En: Rapp G. Jr., Mulholland S. C. (eds) *Phytolith systematics: emerging issues*. Springer, New York, p 350.

Twiss, P. C., Suess, C. E., y Smith, R. M. (1969). Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Science Society of America Proceedings*, 33, 109–115.

Valtierra, J. (2001). *El origen de los elementos químicos. Conciencia Tecnológica*, 17, 10 pp.

Van Heurck, H. (1909). *Resultats du voyage de S.Y. Belgique (1897-1899)*. Expédition Antarctique Belge, Botanique, 1–126.

Vepraskas, M. J., Wilding, L. P., y Drees, L. R. (1994). Aquic conditions for Soil Taxonomy: concepts, soil morphology and micromorphology. En: Ringrose-Voase, A. J., Humphreys, G. S. (eds.), *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis. Developments in Soil Science, Volume 22*. Elsevier, Amsterdam, pp. 117–131.

- Verzi, D., y Quintana, C. (2005). The caviomorph rodents from the San Andrés Formation, east-central Argentina, and global Late Pliocene climatic change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219(3–4), 303–320.
- Vigna, M. S. (1995). Flora fósil de estatosporas crisofíceas (Chrysophyta) en sedimentos recientes del Lago Nahuel Huapi (Río Negro, Argentina). *Ameghiniana*, 32(I), 63–72.
- Vital, M., Martínez, D. E., Borrelli, N., y Quiroga, S. (2016). Kinetics of dissolution processes in loess-like sediments and carbonate concretions in the southeast of the province of Buenos Aires, Argentina. *Environmental earth sciences*, 75(17), 1–14.
- Vital, M., Daval, D., Clément, A., Quiroga, S., Fritz, B., y Martínez, D. E. (2018). Importance of accessory minerals for the control of water chemistry of the Pampean aquifer, province of Buenos Aires, Argentina. *Catena*, 160, 112–123.
- Vizcaíno, S. F., Zárate, M. A., Bargo M. S., y Dondas, A. (2001). Pleistocene burrows in the Mar del Plata area (Argentina) and their probable builders. *Acta Palaeontologica Polonica*, 46, 289–301.
- Vizcaíno, S., Fariña, R. A., Zárate, M. A., Sargo, M. S., y Schultz, P. (2004). Palaeocological implications of the mid-Pliocene faunal turnover in the Pampean region (Argentina). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 213, 101–113.
- Volkmer-Ribeiro, C., Ezcurra de Drago, I. D., y Parolin, M. (2007). Spicules of the freshwater sponge *Ephydatia facunda* indicate lagoonal paleoenvironment at the Pampas of Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 50, 449–452.
- Vouilloud, A. (2003). *Catálogo de diatomeas continentales y marinas de Argentina*. Asociación Argentina de Ficología, Belgium. 304 pp.
- Walkley, A., y Black, I. A. (1965). En: Black, C. (Ed.). *Methods of Soil Analysis*. American Society of Agronomy, 1372–1375.
- Webb, S. D. (1985). Faunal interchange between North and South America. *Acta Zoologica Fennica*, 170, 177–178.
- White, A. F., Vivit, D. V., Schulz, M. S., Bullen, T. D., Evett, R. R., y Agarwal, J. (2012). Biogenic and pedogenic controls on Si distributions and cycling in grasslands of the Santa Cruz soil chronosequence, California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 94, 72–94.

Wilding, L. P., Smeck, N. E., y Drees, L. R. L. (1989). Silica in soils: quartz, cristobalite, tridymite and disordered silica polymorphs. *Minerals in Soil Environments. Soil Science Society of America Book, 1*, 913–974.

Wilkinson, A. N., Zeeb, B. A., y Smol, J. P. (2001). *Atlas of Chrysophycean Cysts. Volume II*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 169 pp.

Willmes, C., Becker, D., Verheul, J., Yener, Y., Zickel, M., Bolten, A., Bubenzer, O., y Bareth, G. (2017). PaleoMaps: SDI for open paleoenvironmental GIS data. *International Journal of Spatial Data Infrastructures Research, 12*, 39–61.

Wing, S. L., Strömberg, C. A. E., Hickey, L. J., Tiver, F., Willis, B., Burnham, R. J., *et al.* (2012). Floral and environmental gradients on a Late Cretaceous landscape. *Ecological Monographs, 82*, 23–47.

Withers, N. W., Fiksdahl, A., Tuttle, R. C., y Liaaen-Jensen, S. (1981). Carotenoids of the Chrysophyceae. *Comparative Biochemistry and Physiology Part B: Comparative Biochemistry, 68*, 345–349.

Woodburne, M. (2010). The Great American Biotic Interchange: dispersals, tectonics, climate, sea level and holding pens. *Journal of Mammalian Evolution, 17*, 245–264.

Würschmidt, A., y Korstanje, M. A. (1999). Maíz en la Cocina: primeras evidencias de fitolitos en sitios arqueológicos del NO argentino. *Cuadernos del Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano, 18*, 457–468.

Yrigoyen, M. R. (1975). Geología del subsuelo y plataforma continental. *Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino*, 139–168.

Zárate, M. (1986). Perfiles de calcreto y dinámica sedimentaria. *Resumen Primera Reunión Argentina sobre Sedimentología*, 85–88.

Zárate, M. (1989). *Estratigrafía y geología de los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Arroyo Chapadmalal*. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, p. 220.

Zárate, M. (2003). The Loess record of Southern South America. *Quaternary Science Reviews, 22*, 1987–2006.

- Zárate, M. (2005). El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*, pp. 139–158.
- Zarate, M. A. (2007). Loess records – South America. En: Elias, S. (ed.), *The Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam: 1466–1479.
- Zárate, M., y Blasi, A. (1988). Depósitos loésicos Pleistoceno tardío-Holoceno del flanco sudoccidental del Sistema de Tandilia. *Resumen Simposio Internacional Holoceno América del Sur*. CADINQUA, 27 pp.
- Zárate, M., y Blasi, A. (1993). Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires province, Argentina: a preliminary model. *Quaternary International*, 17, 15–20.
- Zárate, M., y Fasano, J. (1984). Características de la sedimentación Pleistocena de la zona de Chapadmalal, Buenos Aires: significado de los paleosuelos y costras calcáreas. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas, IV*, 57–75.
- Zárate, M., y Fasano, J. (1989). The Plio-Pleistocene record of the central eastern Pampas, Buenos Aires Province, Argentina: The Chapadmalal case study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72, 27–52.
- Zárate, M. A., Bargo, M. S., Vizcaino, S. F., Dondas, A., y Scaglia, O. (1998a). Estructuras biogénicas en el Cenozoico tardío de Mar del Plata (Argentina) atribuibles a grandes mamíferos. *Asociación Argentina de Sedimentología Revista*, 5, 95–103.
- Zárate, M. A., Schultz, P. H., King, J. y Hames, W. (1998b). Geocronología y paleoambientes del plioceno de chapadmalal (Buenos Aires) e implicancias bioestratigráficas. En: *XI Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía*, Bahía Blanca. 4-9 octubre de 1998. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
- Zárate, M., Kemp, R. A., Espinosa, M., y Ferrero, L. (2000). Pedosedimentary and palaeoenvironmental significance of a Holocene alluvial sequence in the southern Pampas, Argentina. *The Holocene*, 10(4), 481–488.
- Zeeb, B. A., y Smol, J. P. (1993). Postglacial chrysophycean cyst record from Elk Lake, Minnesota. En: J. P. Bradbury y W.E. Dean (eds), *Elk Lake, Minnesota: evidence for rapid climate change in the north-central United States*. Geological Society of America Special Paper 276, Boulder, 239–249 pp.

Zhang, J., Li, H. X., Li, D. C., y Zhang, G. L. (2011). Phytolith in chronosequence soils derived from basalt in Leiqiong area and its implication in pedogenesis. *Acta Pedologica Sinica*, 48(3), 453–460.

Zhuang, J., Peng, J., y Zhu, Y. (2021). Study of the effects of clay content on loess slope failure mode and loess strength. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 80, 1999–2009 pp.

Zucol, A. F., y Brea, M. (2000). Análisis fitolítico de la Formación Paraná en la provincia de Entre Ríos. En: Aceñolaza FG, Herbst R (Eds.). *El Neógeno de Argentina. Serie de Correlación Geológica*, 14, 67–76.

Zucol, A. F., y Brea, M. (2006). Asociación fitolítica del Pleistoceno inferior en el sudoeste de la provincia de Entre Ríos (Argentina). En: Zucol, A. F., Osterrieth, M., y Brea, M. (Eds.). *Fitolitos en suelos, sedimentos y sitios arqueológicos: Estado actual de sus conocimientos en América del Sur*. pp 175–181.

Zucol, A. F., y Osterrieth, M. (1999). Asociaciones fitolíticas de las secuencias sedimentarias costeras del Holoceno tardío de Mar Chiquita, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, 36(4), 43–44R. Buenos Aires.

Zucol, A. F., Matheos, S., Prámparo, M., Brea, M., y Raigemborn, M. S. (2004a). Enfoque multidisciplinario aplicado al estudio del Paleoceno inferior del Bosque José Ormaechea, Chubut, Argentina. *Asociación Argentina de Sedimentología*, 11(2), 85–86.

Zucol, A. F., Brea, M., Raigemborn, M. S., y Matheos, S. (2004b). Asociación fitolítica en las formaciones Las Flores, Koluél Kaike y Sarmiento en Gran Barranca, lago Colhué Huapi (Chubut, Argentina). *Ameghiniana (Resúmenes)*, 41(4), 25R–26R.

Zucol, A. F., Brea, M., y Scopel, A. (2005a). First record of fossil wood and phytolith assemblages of the Late Pleistocene in El Palmar National Park (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 33–43.

Zucol, A. F., Brea, M., Raigemborn, M. S., y Matheos, S. (2005b). Arboreal paleocomunities reconstruction by means of phytolith analysis in sediments from the Upper Paleocene (Las Flores Formation), Chubut, Argentina. *The Phytolitharien*, 17(2), 16–17.

Zucol, A. F., Brea, M., y Mazzanti, D. (2005c). Prospecting and analysis of archaeological ceramic remains of the Tandilia Range (Buenos Aires province, Argentina). *The Phytolitharien*, 17(2), 14–15.

Zucol, A. F., Brea, M., Osterrieth, M. y Martínez, G. (2002). Análisis fitolítico de un horizonte sedimentario del sitio 2 de la localidad arqueológica Amalia (Holoceno temprano). En Mazzanti, D. L.; Berón, M. A. y F. W. Oliva (Eds). *Del mar a los salitrales: Diez mil años de historia pampeana en el umbral del tercer milenio*. pp 355–363. UNMDP. Sociedad Argentina de Arqueología.

Zucol, A. F., Brea, M., Madden, R. H., Bellosi, E., Carlini, A. A., y Vucetich, G. (2006). Análisis fitolítico del Miembro Colhué Huapí (Formación Sarmiento), Chubut, Argentina. En: (Eds.) Zucol, A. F., Osterrieth, M. L. y Brea, M., *Fitolitos en suelos, sedimentos y sitios arqueológicos: Estado actual de sus conocimientos en América del Sur*. Mar del Plata., pp. 110–119.

Zucol, A. F., Brea, M., Bellosi, E., Carlini, A. A., y Vucetich, G. (2007a). Preliminary phytolith analysis of Sarmiento Formation in the Gran Barranca (Central Patagonia, Argentina). En: Madella, M. y D. Zurro (Eds.), *Plants, peoples and places. Recent studies in phytolith analysis*. Oxbow Books, pp. 189–195.

Zucol, A.F, Colobig, M. M. y Mazzanti, D. L. (2007b). Análisis de micro-restos en muestras sedimentarias del sitio 2 de la localidad arqueológica Amalia, provincia de Buenos Aires (Argentina). *XVI Congreso Nacional de Arqueología Argentina, Resúmenes ampliados I*, 141–147.

Zucol, A. F., Brea, M., y Passeggi, E. (2008). Los estudios fitolíticos en América del Sur, una visión retrospectiva. En: Korstanje, M. A., Babot M. P. (eds.), *Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de Otros Microfósiles*, pp. 3–21. BAR International Series S1870.

Zuo, X., Lu, H., Li, Z., y Song, B. (2021). Phytolith reconstruction of early to mid-Holocene vegetation and climatic changes in the Lower Yangtze Valley. *Catena*, 207(6), 105586.

## ANEXO

### Anexo

**Anexo I.** Cuadro de síntesis de comunidades y especies actuales formadoras de silicofitolitos en el sudeste bonaerense y sus morfotipos característicos.

Vegetación/Especie	Ambiente	Morfotipos abundantes en el ensamble (ICPN 2.0, ICPT, 2019)
Familia Poaceae – Subfamilia Chloridoideae	Pastizal de regiones tropicales áridas a semiáridas	SADDLE, CRUZ y BILOBADO (Gallego y Distel, 2004)
Familia Poaceae – Subfamilia Arundinoideae	Pastizal asociado a humedales	ELONGADO ENTERO, ELIPSOIDAL, CRENADO y BILOBADO (Gallego y Distel, 2004)
Familia Poaceae – Subfamilia Panicoideae “Pajonal de paja colorada” (Pastizal de <i>Paspalum quadrifarium</i> )	Pastizal de regiones cálidas	CRUZ y BILOBADO PANICOIDE (Fernández Honaine <i>et al.</i> , 2006)
Familia Poaceae - Subfamilia Stipoideae “Flechillar” ( <i>Piptochaetium</i> y <i>Stipa</i> )	Pastizal	BILOBADO y BILOBADO CARINADO (Fernández Honaine <i>et al.</i> , 2006)
Familia Poaceae - Subfamilia Pooideae	Pastizal de regiones frías	RONDEL y CÓNICO (Tieszen <i>et al.</i> , 1979; Gallego y Distel, 2004; Fernández Honaine <i>et al.</i> , 2006)
Familia Asteraceae (cardos)	Variedad de ambientes	TRAQUEIDAS, POLIÉDRICO, ELONGADO SINUOSO y ELONGADO ENTERO (Fernández Honaine <i>et al.</i> , 2006)

Familia Cyperaceae	Lacustre	CÓNICO y BLOQUE (Fernández Honaine <i>et al.</i> , 2009)
<i>Juncus</i> spp., <i>Solanum glaucophyllum</i> , <i>Bidens laevis</i> , <i>Mikania parodii</i> y <i>Ranunculus apiifolius</i>	Lacustre	ELONGADO ENTERO, CRENADO, ELONGADO SINUOSO y TRAQUEIDAS (Borrelli <i>et al.</i> , 2011)
<i>Ligustrum lucidum</i>	Suelos de buen drenaje	BLOQUE (de Rito <i>et al.</i> , 2018)
<i>Celtis tala</i>	Suelos de buen drenaje	CISTOLITO, BLOQUE e IRREGULAR (Fernández Honaine <i>et al.</i> , 2005; de Rito <i>et al.</i> , 2018)

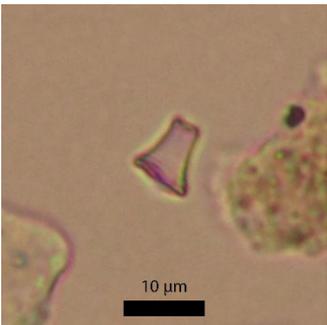
**Anexo II.** Síntesis de floras de diatomeas actuales y sus ambientes asociados en el sudeste bonaerense

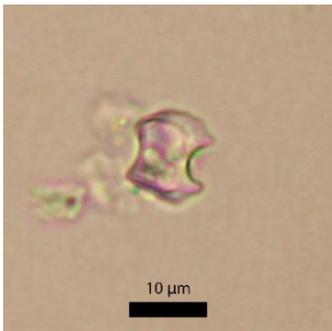
Ambiente	Características ambientales	Diatomeas dominantes en la flora
Léntico, Laguna costera (Laguna Mar Chiquita)	Con influencia mareal. Salinidad (1–35 ‰)	<i>Paralia sulcata</i> , <i>Opephora pacifica</i> Petit, <i>Dimeregramma minor</i> , <i>Catenula adhaerens</i> , <i>Cocconeis scutellum</i> var. <i>parva</i> (Hassan <i>et al.</i> , 2006)
Léntico, Laguna costera (Laguna Mar Chiquita)	Sin influencia mareal. Con fuertes fluctuaciones de temperatura y turbidez	<i>Staurosira construens</i> var. <i>venter</i> , <i>Staurosirella pinnata</i> , <i>Nitzschia</i> cf. <i>perminuta</i> , <i>Amphora coffeaeformis</i> , <i>Planothidium delicatulum</i> (Hassan <i>et al.</i> , 2006)

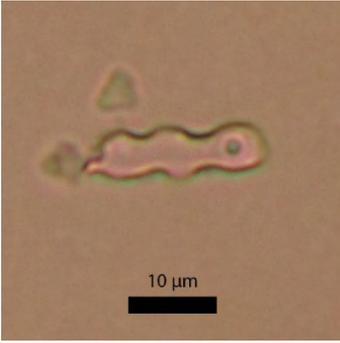
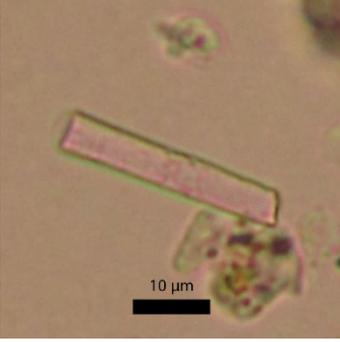
Léntico, Laguna costera (laguna Mar Chiquita)	Zona de agua dulce con pequeñas variaciones de salinidad	<i>Staurosirella pinnata</i> , <i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> ., <i>Cyclotella Meneghiniana</i> , <i>Hippodonta hungarica</i> , <i>Navicula cincta</i> , <i>Nitzschia granulata</i> , <i>Nitzschia compressa</i> (Hassan <i>et al.</i> , 2006)
Lótico, Estuario (río Quequén Grande)	Zona de desembocadura. Salinidad (15–27 ‰)	<i>Amphora proteus</i> Greg., <i>Amphora helenensis</i> Giffen, <i>Opephora pacifica</i> , <i>Fallacia pygmaea</i> , <i>Plagiogramma staurophorum</i> , (Hassan <i>et al.</i> , 2006)
Léntico, Lagunas someras Lótico, arroyos (arroyos y lagunas del sudeste bonaerense)	Alta turbidez, cuerpos de agua eutróficos	<i>Cocconeis placentula</i> , <i>Hippodonta hungarica</i> , <i>Navicula veneta</i> , <i>Cyclotella meneghiniana</i> , <i>Nitzschia amphibia</i> (Hassan <i>et al.</i> , 2009)
Lótico (río Quequén Grande)	Zona de baja Salinidad (2–11 ‰)	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> , <i>Rhoicosphaenia Curvata</i> , <i>Amphora helenensis</i> , <i>Cyclotella meneghiniana</i> , <i>Nitzschia cf. Perminuta</i> (Hassan <i>et al.</i> , 2006)

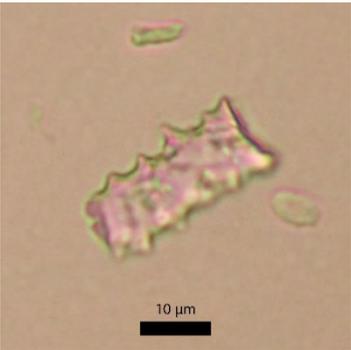
Lótico (río Quequén Grande)	Zona de agua dulce. Salinidad (<1 ‰)	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> , <i>Gomphonema parvulum</i> , <i>Rhoicosphaenia curvata</i> , <i>Amphora</i> <i>pediculus</i> , <i>Hippodonta hungarica</i> , <i>Nitzschia amphibia</i> , <i>Nitzschia</i> <i>denticula</i> (Hassan <i>et al.</i> , 2006)
--------------------------------	--	---

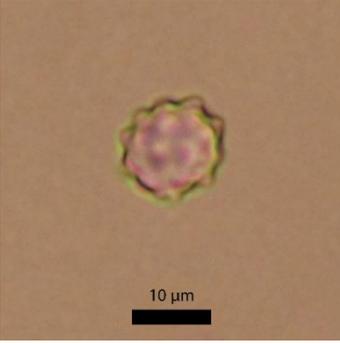
**Anexo III.** Equivalencias de nomenclatura de morfotipos de silicofitolitos y traducción entre ICPN 1 y 2.0

ICPN 1.0 (Madella <i>et al.</i> , 2005)	ICPN 2.0 (ICPT, 2019)	Traducción	Fotografía (MO 750x)
Acicular hair cell	ACUTE BULBOSUS (Código: ACU_BUL)	ACICULAR BULBOSO	
Rondel	RONDEL (Código: RON)	RONDEL	

Rondel	RONDEL CARINATE (Código: RON_CAR)	RONDEL CARINADO	
Rondel	RONDEL PRISMATIC (Código: RON_PRIS)	RONDEL PRISMÁTICO	
Saddle	SADDLE (Código: SAD)	SADDLE	
Bilobate short cell	BILOBATE (Código: BIL)	BILOBADO	
Bilobate short cell	BILOBATE CARINATE (Código: BIL_CAR)	BILOBADO CARINADO	

Bilobate short cell	PANICOID BILOBATE (Código: PAN_BIL)	BILOBADO PANICOIDE	
Polylobate	POLYLOBATE (Código: POL)	POLILOBADO	
Trapeziform polylobate	CRENATE (Código: CRE)	CRENADO	
Elongate psilate	ELONGATE ENTIRE (Código: ELO_ENT)	ELONGADO ENTERO	

<p>Elongate crenate</p>	<p>ELONGATE SINUATE (Código: ELO_SIN)</p>	<p>ELONGADO SINUOSO</p>	
<p>Elongate echinate</p>	<p>ELONGATE DENTATE (Código: ELO_DEN)</p>	<p>ELONGADO DENTADO</p>	
<p>Cuneiform bulliform cell</p>	<p>BULLIFORM FLABELATE (Código: BUL_FL A)</p>	<p>BULIFORME FLABELADO</p>	
<p>Parallelepipedal bulliform cell</p>	<p>BLOCKY (Código: BLO)</p>	<p>BLOQUE</p>	

<p>Globular echinate</p>	<p>SPHEROID ECHINATE (Código: SPH_ECH)</p>	<p>ESFEROIDE EQUINADA</p>	 <p>A micrograph showing a single, roughly spherical, echinate (spiny) spheroid. The spheroid has a pinkish-purple interior and a greenish-yellow outer layer. A black scale bar is located at the bottom right of the image, labeled "10 µm".</p>
--------------------------	--	-------------------------------	---

**Anexo IV.** Equivalencias de quistes de crisofíceas entre el sistema numérico ISWG y la nomenclatura recopilada de la obra de J. Frenguelli

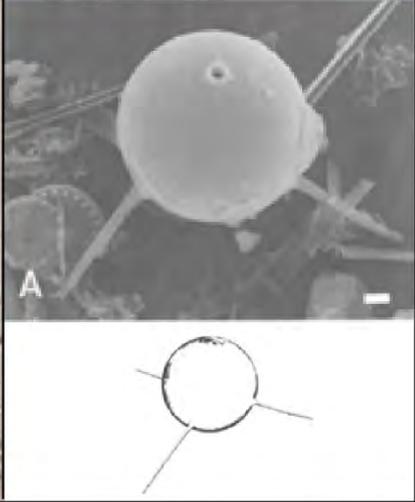
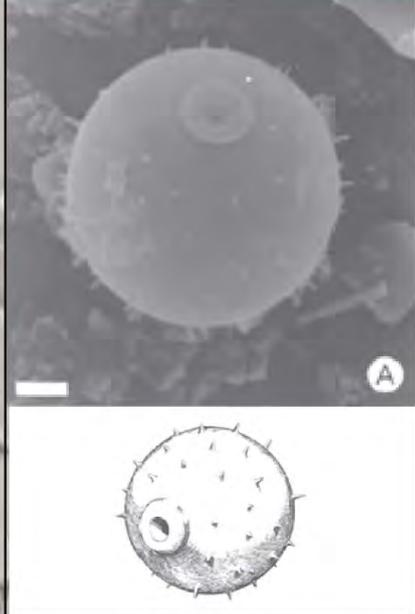
Foto en microscopio optico (x450)	ISWG (Cronberg y Sandgren, 1986)	Nomenclatura Frenguelli
	<p data-bbox="608 394 879 421"><b>Quiste 62</b> (Duff y Smol, 1991)</p> 	<p data-bbox="1150 394 1166 421">—</p>
<p data-bbox="217 949 1377 1021">Quiste esférico, de paredes lisas con 3 largas espinas (comunmente rotas)). Diámetro entre 13,2—17,6 µm. Posee collar variable, comunmente cilíndrico a cónico de 1,1—2,2 µm de diámetro. Asociada a ambientes ácidos de baja productividad. Hallado en Ontario, Canadá; Minnesota y Nueva York, Estados Unidos (Duff <i>et al.</i>, 1995).</p>		
	<p data-bbox="608 1055 879 1081"><b>Quiste 80</b> (Duff y Smol, 1991)</p> 	<p data-bbox="1150 1055 1166 1081">—</p>
<p data-bbox="217 1727 1377 1798">Quiste esférico, ornamentado con pequeñas espinas. Diámetro entre 5—11 µm. Posee un collar cilíndrico de 1,6—2,6 µm de diámetro, con un grueso apex. No se conocen aspectos ecológicos. Hallado en British Columbia y Yukon, Canadá (Wilkinson <i>et al.</i>, 2001).</p>		

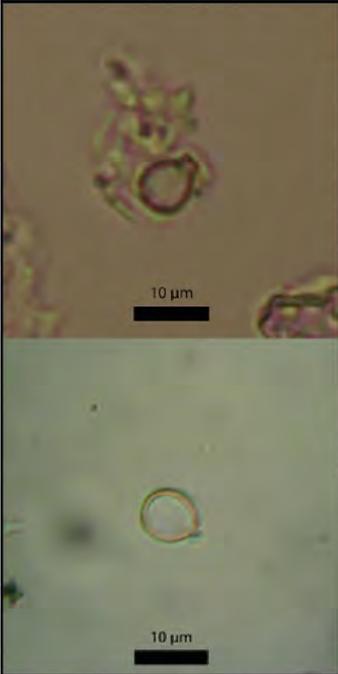
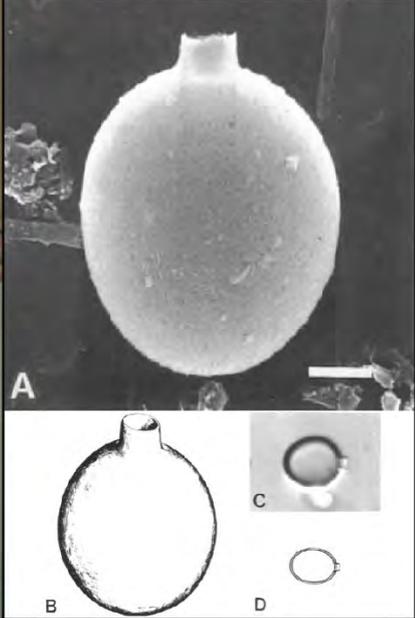
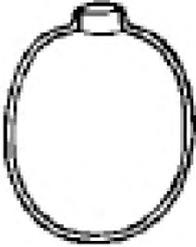
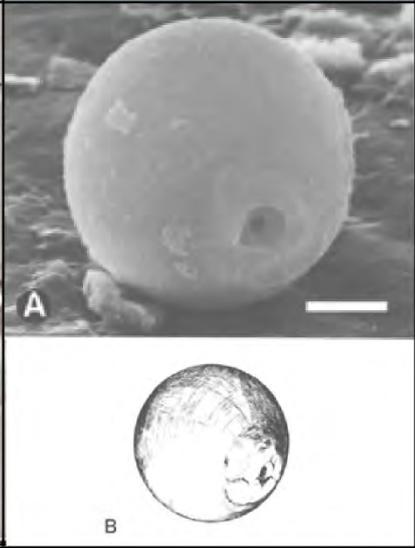
Foto en microscopio optico (x450)	ISWG (Cronberg y Sandgren, 1986)	Nomenclatura Frenguelli
	<p data-bbox="592 271 885 297"><b>Quiste 154</b> (Zeeb y Smol, 1993)</p> 	<p data-bbox="1010 271 1334 297"><i>Clericia mangini</i> (Frenguelli, 1935)</p> 
<p data-bbox="217 943 1382 1014">Quiste ovalado y de paredes lisas. Diámetro entre 8,4—10,3 µm. Posee un collar cilíndrico bien definido de 1,8—2 µm de diámetro y 2 µm de largo. Asociada a lagunas de climas con inviernos largos y húmedos (Zeeb y Smol, 1993). Hallado en Buenos Aires en el A° Malacara (Orlando, 1966).</p>		
	<p data-bbox="592 1055 885 1081"><b>Quiste 181</b> (Brown y Smol, 1994)</p> 	<p data-bbox="1161 1055 1182 1081">—</p>
<p data-bbox="228 1659 1366 1731">Quiste esférico y de paredes lisas. Diámetro entre 7,1—11 µm. Posee un collar cónico de 2,1—3 µm de diámetro, y apex redondeado engrosado. No se ha determinado su asociación ecológica. Hallado en Canadá, Estados Unidos y Groenlandia (Duff <i>et al.</i>, 1995)</p>		

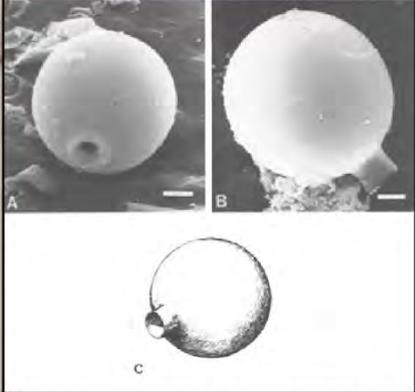
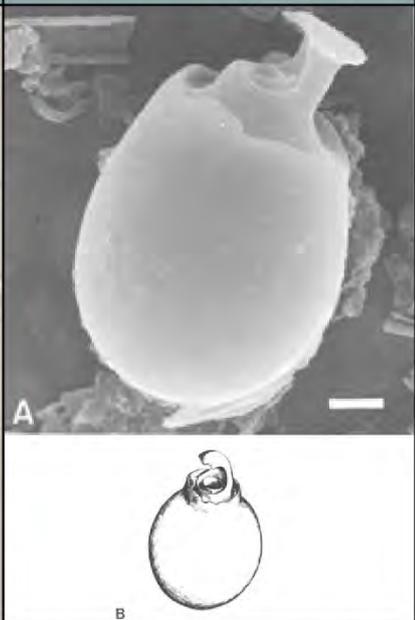
Foto en microscopio optico (x450)	ISWG (Cronberg y Sandgren, 1986)	Nomenclatura Frenguelli
	<p data-bbox="603 271 874 297"><b>Quiste 116</b> (Zeeb <i>et al.</i>, 1990)</p> 	<p data-bbox="1018 264 1329 309"><i>Clericia volvocina</i> var. <i>cervicula</i> (Frenguelli, 1935)</p> 
<p data-bbox="225 712 1369 763">Quistes esféricos de 9—12 µm de diámetro con cuello de 1,8—2, 5 µm de longitud y ejemplares aplastados con 14—16,5 µm de alto y 15—18 µm de ancho. Aparece en el Platense de Las Brusquitas, Durazno, Punta Hermengo (Orlando, 1966).</p>		
	<p data-bbox="603 792 874 819"><b>Quiste 135</b> (Duff y Smol, 1992)</p> 	<p data-bbox="1018 792 1337 819"><i>Clericia complexa</i> (Frenguelli, 1925)</p> 
<p data-bbox="236 1469 1358 1570">Quiste ovoidal de paredes lisas y 5,7—12,6 y 7,3—15 µm de tamaño. Posee un complejo collar formado por un colar primario cónico y uno secundario en forma de gancho hacia dentro de hasta 1,5 µm de largo. Hallado en Canadá, Estados Unidos, Dinamarca, España, y en Argentina en Las Brusquitas, Durazno, Punta Hermengo, La Tigra, Chocorí, Malacara, Claromecó, Napostá Grande (Orlando, 1966; Duff <i>et al.</i>, 1995).</p>		

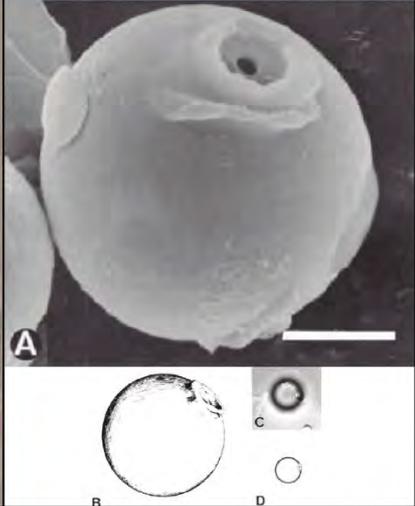
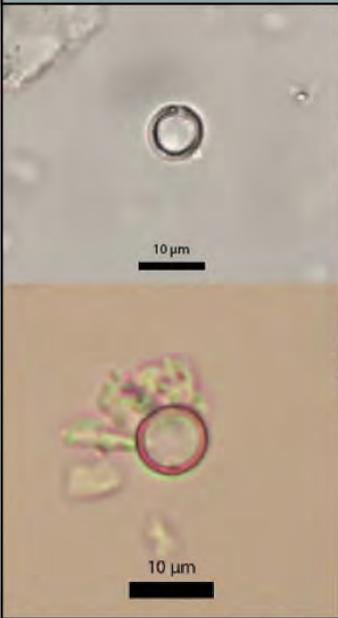
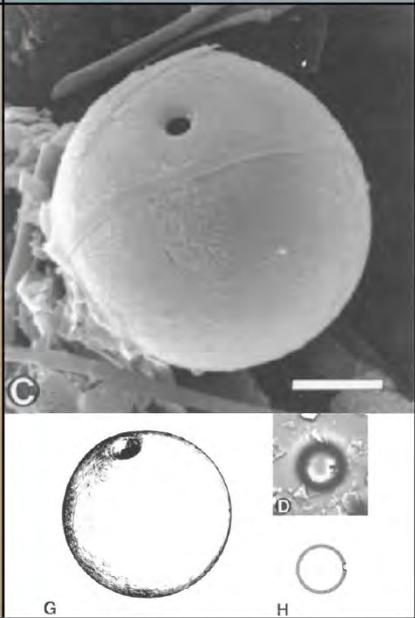
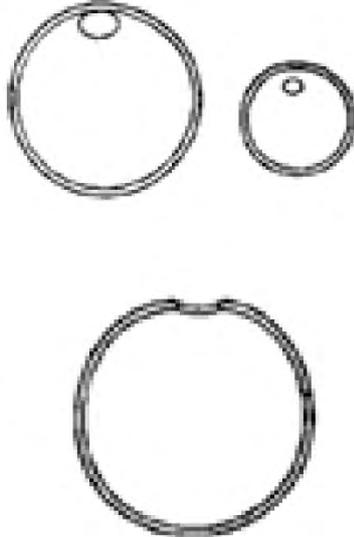
Foto en microscopio optico (x450)	ISWG (Cronberg y Sandgren, 1986)	Nomenclatura Frenguelli
	<p data-bbox="587 271 874 297"><b>Quiste 183</b> (Brown <i>et al.</i>, 1994)</p> 	<p data-bbox="1161 271 1193 297">—</p>
<p data-bbox="244 831 1353 882">Quiste esférico y de paredes lisas. Diámetro entre 6—7,9 μm. Posee un collar cilíndrico de 1,6—2,6 μm de diámetro, y apex irregular engrosado. No se ha determinado su asociación ecológica. Hallado en Groenlandia (Duff <i>et al.</i>, 1995)</p>		
	<p data-bbox="603 913 874 940"><b>Quiste 189</b> (Duff <i>et al.</i>, 1992)</p> 	<p data-bbox="1007 913 1345 940"><i>Clericia volvocina</i> (Frenguelli, 1935)</p> 
<p data-bbox="212 1585 1385 1684">Quiste perfectamente esférico y de paredes lisas. Diámetro entre 6—22 μm. Posee poro con y sin espesamiento anular, dando a veces un cuello muy bajo. Asociado con lagunas oligotróficas alcalinas, y tolerancia al frío (Duff <i>et al.</i>, 1992; Duff, 1994). Hallado en Buenos Aires en: Las Brusquitas, Cañadón Chapar, Durazno, Punta Hermengo, La Tigra, Chocorí, Malacara, Quequén Salado y Napostá Grande (Orlando, 1966).</p>		

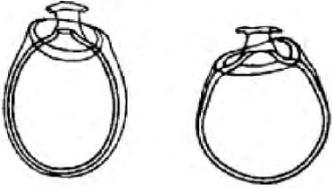
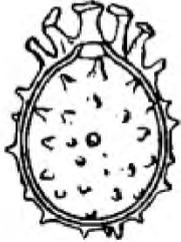
Foto en microscopio optico (x450)	ISWG (Cronberg y Sandgren, 1986)	Nomenclatura Frenguelli
	—	<p data-bbox="1018 259 1313 309"><i>Clericia complexa</i> var. <i>obtecta</i> (Frenguelli, 1935)</p> 
<p data-bbox="252 651 1345 696">Quiste ovalado de gran tamaño y superficie lisa. Largo entre 12—15 µm. Posee un collar primario cónico y un apéndice de protección que recubre casi completamente el poro (Orlando, 1966).</p>		
	—	<p data-bbox="1010 730 1321 757"><i>Clericia cristata</i> (Frenguelli, 1925)</p> 
<p data-bbox="217 1111 1377 1155">Quiste de forma variable y superficie lisa. Largo entre 13—21 µm. Posee apéndices que surgen alrededor del poro. Hallado en Las Brusquitas, Cañadón Chapar, Durazno, Punta Hermengo, La Tigra, Malacara y Napostá Grande (Orlando, 1966).</p>		
	—	<p data-bbox="1010 1200 1321 1227"><i>Clericia hirsuta</i> (Frenguelli, 1935)</p> 
<p data-bbox="228 1581 1369 1648">Quiste ovoidal con superficies ornamentadas con espinas cónicas de distribución irregular. Largo entre 13,5—15 µm. Posee apéndices que surgen alrededor del poro. Hallado en Las Brusquitas, Cañadón Chapar, Durazno, Punta Hermengo, Malacara y Napostá Grande (Orlando, 1966).</p>		

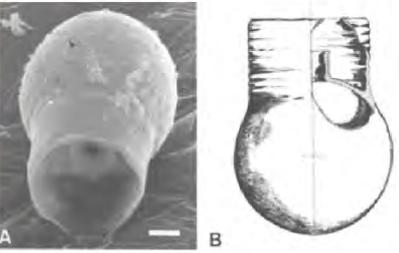
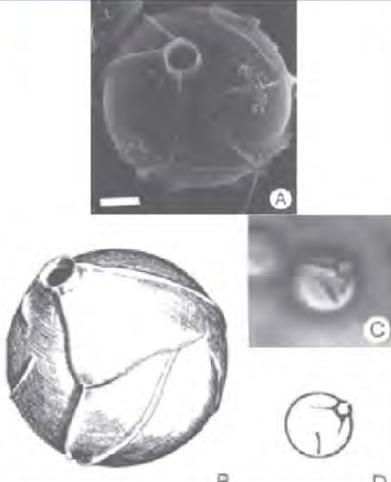
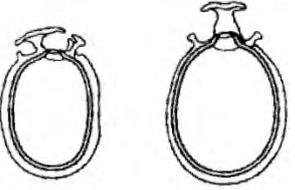
Foto en microscopio optico (x450)	ISWG (Cronberg y Sandgren, 1986)	Nomenclatura Frenguelli
	<p data-bbox="587 271 874 297"><b>Quiste 204</b> (Duff y Smol, 1994)</p> 	<p data-bbox="1161 271 1177 297">—</p>
<p data-bbox="228 656 1369 730">Quiste esférico y de gran tamaño. Diámetro entre 9,1—12,7 µm. Posee un collar complejo, primario cilíndrico y el secundario de hasta 5,2 µm de alto, aparece comunmente roto. La superficie puede ser lisa o estar ornamentada irregularmente. Asociado a lagos levemente ácidos y con alta productividad. Hallado en Canadá y Suecia (Duff <i>et al.</i>, 1995)</p>		
	<p data-bbox="587 763 874 790"><b>Quiste 295</b> (Gilbert y Smol, 1997)</p> 	<p data-bbox="1161 763 1177 790">—</p>
<p data-bbox="228 1312 1369 1386">Quiste esférico y de gran tamaño. Diámetro entre 9,4—12,6 µm. Posee un poro regular, collar cilíndrico de hasta 1,5 µm de alto. La superficie está ornamentada con largas crestas orientadas aleatoriamente de hasta 1,5 µm de alto. Asociado a musgos y ciperáceas en turba del ártico. Hallado en Siberia (Wilkinson <i>et al.</i>, 2001)</p>		
	<p data-bbox="722 1413 738 1440">—</p>	<p data-bbox="994 1402 1353 1453"><b><i>Clericia complexa</i> var. <i>appendiculata</i></b> (Frenguelli, 1935)</p> 
<p data-bbox="228 1749 1369 1800">Quiste ovalado de gran tamaño y superficie lisa. Largo entre 16—20 µm. Posee un poro regular, collar primario cónico y 2 o 3 apéndices alargados. Hallado en Punta Hermengo (Orlando, 1966)</p>		

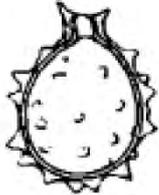
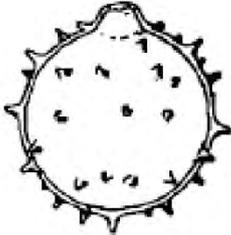
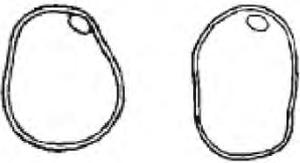
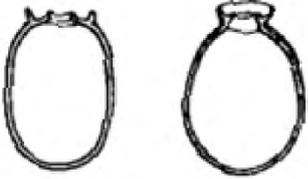
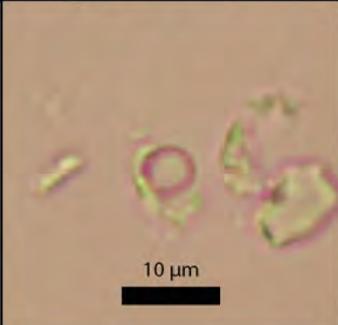
Foto en microscopio optico (x450)	ISWG (Cronberg y Sandgren, 1986)	Nomenclatura Frenguelli
	—	<p data-bbox="1010 259 1326 309"><i>Clericia miramaris</i> var. <i>pulchella</i> (Frenguelli, 1935)</p> 
<p data-bbox="212 647 1362 696">Quiste con forma ovoival y superficie ornamentada con espinas cónicas. Largo medio 12,5 µm. Posee un collar subcilíndrico que termina con puntas derechas y divergentes. Hallada poco frecuentemente en Punta Hermengo (Orlando, 1966).</p>		
	—	<p data-bbox="999 730 1334 757"><i>Clericia spinigera</i> (Frenguelli, 1925)</p> 
<p data-bbox="212 1111 1362 1160">Quiste de gran tamaño, esférico con superficie ornamentada con espinas cónicas. Largo entre 15—18 µm. Posee un collar cónico. Hallada en Las Brusquitas, Durazno y Punta Hermengo (Orlando, 1966).</p>		
	—	<p data-bbox="1010 1193 1326 1220"><i>Clericia stanleyi</i> (Frenguelli, 1922)</p> 
<p data-bbox="212 1581 1382 1653">Quiste ovalado, elipsoidal o piriforme, normalmente deformado en formas variadas, dando contornos irregulares. Las paredes son lisas. Largo entre 12—22 µm. Hallado frecuentemente en Las Brusquitas, Durazno, Punta Hermengo, Malacara, Napostá, Cañadón Chapar y A° Chapadmalal (Orlando, 1966).</p>		

Foto en microscopio optico (x450)	ISWG (Cronberg y Sandgren, 1986)	Nomenclatura Frenguelli
	—	<p data-bbox="1007 271 1337 297"><i>Outesia torquata</i> (Frenguelli, 1925)</p> 
<p data-bbox="225 651 1369 723">Quiste con forma elipsoidal y superficie lisa. Largo entre 13 µm.—15 µm. Collar primario cónico truncado o subcilíndrico, generalmente poco desarrollado; secundario unido a la base del interno o a poca distancia de éste, con paredes curvas externamente convexas. (Orlando, 1966).</p>		
	No identificado	No identificado
		
		

## **Especies mencionadas en orden alfabético**

### **Diatomeas**

- Aulacoseira granulata*, Simonsen, 1979
- Cyclotella meneghiniana*, Kützing, 1844
- Eunotia bilunaris*, Schaarschmidt, 1880
- Encyonema silesiaca*, Mann, 1990
- Gomphonema angustatum*, Rabenhorst, 1864
- Gomphonema gracile*, Ehrenberg, 1838
- Gomphonema parvulum*, Kützing, 1849
- Hantzschia amphioxys*, Grunow, 1880
- Hippodonta uruguayensis*, Metzeltin *et al.*, 2005
- Luticola mutica*, Mann, 1990
- Navicula veneta*, Kützing, 1844
- Nitzschia palea*, Smith, 1856
- Pinularia marchica*, Schönfelder, 2000
- Sellaphora pupula*, Mereschkovsky, 1902

### **Crisofitas**

- Uroglena volvox*, Ehrenberg, 1834

### **Quistes de crisofitas**

- Clericia complexa*, Frenguelli, 1925 (ISWG Cyst 135, Duff y Smol, 1992)
- Clericia complexa* var. *appendiculata*, Frenguelli, 1935
- Clericia complexa* var. *obtecta*, Frenguelli, 1935
- Clericia cristata*, Frenguelli, 1925
- Clericia hirsuta*, Frenguelli, 1935

*Clericia miramaris* var. *pulchella*, Frenguelli, 1935

*Clericia spinigera*, Frenguelli, 1925

*Clericia stanleyi*, Frenguelli, 1932

*Clericia volvocina* var. *Cervicula*, Frenguelli, 1935 (ISWG Cyst 116, Zeeb *et al.*, 1990)

*Outesia torquata*, Frenguelli, 1935

ISWG Cyst 62, Duff y Smol, 1991

ISWG Cyst 80, Duff y Smol, 1991

ISWG Cyst 181, Brown y Smol, 1994

ISWG Cyst 204, Duff y Smol, 1994

ISWG Cyst 295, Gilbert y Smol, 1997

### **Poríferos de agua dulce**

*Ephydatia fluviatilis*, Linnaeus, 1759

*Ephydatia fluviatilis ramsayi*, Ezcurra de Drago, 1993

*Ephydatia ramsayi*, Haswell, 1883