

**Ostrácodos (Crustacea) del  
Mioceno Tardío del Valle del  
Cajón, Cerro Pampa y Hualfín,  
provincia de Catamarca,  
Argentina**

**Lic. María Belén Zamudio  
2020.**

Directora: Dra. L. Susana Morton

Subdirectora: Dra. Ana P. Carignano

## **Agradecimientos**

A mis padres Teresita y Guido, quienes me inspiraron para que siempre trate de superarme.

A mis hermanos y a mi sobrina María Paz.

A mi querida abuela “*Madre*”... pese a su ausencia física siempre me acompaña.

A mi directora de Tesis Dra. Lourdes Susana Morton, quien me inició en el tema.

A mi subdirectora, Dra. Ana Paula Carignano, por su acompañamiento, por brindarme sus conocimientos y su buena onda.

A quienes me acompañaron en las campañas al Técnico Casimiro Teodoro “Lolo”, por ayudarme en las tareas de muestreo y recolección. Al Dr. Rafael Herbst por brindarnos su conocimiento. A la Dra. Verónica Espíndola, por su buena predisposición para ayudarme en lo que necesitaba.

A la Dra. Yanina Horn por asistirme con el procesamiento del material.

A la Dra. Claudia Galli por sus acotaciones en el apartado de geología.

A la Secretaría General de Ciencia y Técnica por el uso del MEB.

A mis compañeros y a todos aquellos amigos que me han acompañado en esta etapa.

Al Centro de Ecología Aplicada del Litoral, la Institución que me brindó un espacio para poder desempeñar mis tareas, y poder pasar a formar parte de esa gran familia.

Al CONICET por otorgarme la beca.

A la Universidad Nacional del Nordeste, por permitirme desempeñarme como alumna de la carrera del Doctorado.

Al Museo de la Plata, que fue la institución que me albergó para realizar las pasantías junto a la Dra Carignano.

# ÍNDICE

## RESUMEN

i

## ABSTRACT

v

## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

|  |    |
|--|----|
| 1.1 OBJETIVOS E HIPÓTESIS DE TRABAJO                   | 1  |
| 1.2 ANTECEDENTES PALEONTOLÓGICOS                       | 3  |
| 1.3 OSTRACODA  |    |
| 1.3.1 Generalidades del grupo                          | 7  |
| 1.3.2 Morfología de las partes blandas                 | 10 |
| 1.3.3 Morfología del caparazón                         | 12 |
| 1.3.4 Reproducción y ciclo de vida                     | 20 |
| 1.3.5 Ecología   | 23 |
| 1.3.6 Tafonomía  | 25 |
| 1.3.7 Sistemática y breve historia evolutiva del grupo | 26 |
| 1.4 FORAMINIFERA                                       |    |
| 1.4.1 Características generales                        | 29 |
| 1.4.2 Morfología de la célula                          | 30 |
| 1.4.3 Morfología de la conchilla                       | 31 |
| 1.4.4 Ecología/Paleoecología                           | 34 |

## CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

|   |    |
|---|----|
| 2.1 VALLE DEL CAJÓN                               | 36 |
| 2.1.1 Aloformación Playa del Zorro - Secuencia II | 41 |
| 2.2 CERRO PAMPA Y HUALFÍN                         | 43 |
| 2.2.1 Formación Chiquimil                         | 45 |
| 2.3 CORRELACIÓN ENTRE LAS SECUENCIAS DEL VALLE    | 49 |

## CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS

|  |    |
|--|----|
| 3.1 UBICACIÓN DE LOS SITIOS DE MUESTREO Y PERFILES ESTRATIGRÁFICOS | 51 |
| 3.2 PROCESAMIENTO DEL MATERIAL, METODOLOGÍA Y TÉCNICAS EMPLEADAS   | 62 |

## CAPÍTULO 4: RESULTADOS

|   |     |
|---|-----|
| 4.1 RESULTADOS GENERALES                      | 67  |
| 4.2 PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA                 | 70  |
| Ostracoda                                     |     |
| Familia Cytherideidae                         | 70  |
| <i>Cyprideis</i> nov. sp.                     | 72  |
| <i>Perissocytheridea</i> cf. <i>carrenoae</i> | 77  |
| Familia Limnocytheridae                       | 78  |
| <i>Limnocythere</i> sp. 1                     | 79  |
| <i>Limnocythere</i> sp. 2                     | 80  |
| Foraminifera                                  |     |
| Familia Rotaliidae                            | 81  |
| <i>Ammonia tepida</i>                         | 81  |
| 4.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS ASOCIACIONES       | 90  |
| 4.3.1 Aloformación Playa del Zorro            | 90  |
| 4.3.1.1 Río Totoral                           | 90  |
| 4.3.1.2 Playa del Zorro                       | 105 |
| 4.3.1.3 La Cascadita                          | 105 |
| 4.3.2 Formación Chiquimil                     | 105 |
| 4.3.2.1 Cerro Pampa                           | 105 |
| 4.3.2.2 Hualfín                               | 115 |
| 4.4 ANÁLISIS DE LOS POROS EN TAMIZ            | 115 |

## CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

|  |     |
|--|-----|
| 5.1 CONSIDERACIONES CONSIDERACIONES SOBRE ASPECTOS TAFONÓMICOS A TENER EN CUENTA | 119 |
| 5.2 AUTOECOLOGÍA Y COMPARACIÓN CON ANÁLOGOS MODERNOS                             | 120 |
| 5.2.1 Ostrácodos   | 121 |
| 5.2.2 Foraminíferos  | 128 |
| 5.2.3 Fauna asociada (moluscos)  | 131 |
| 5.3 ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS RECONOCIDOS EN LA ALOFORMACIÓN PLAYA DEL ZORRO    | 132 |

|  |     |
|--|-----|
| 5.4 ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS RECONOCIDOS EN LA FORMACIÓN CHIQUIMIL                                   | 135 |
| 5.5 INTERPRETACIÓN DE LA SALINIDAD SOBRE LA BASE DE LOS POROS EN TAMIZ DE<br><i>CYPRIDEIS</i> NOV. SP. | 136 |
| 5.6 COMPARACIÓN CON OTROS YACIMIENTOS MIOCENOS DE LA REGIÓN Y ESCENARIO<br>PALEOGEOGRÁFICO             | 136 |
| 5.7 CONSIDERACIONES FINALES  | 141 |
| <b>CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES</b>  | 144 |
| <b>BIBLIOGRAFÍA</b>  | 147 |

## RESUMEN

Este trabajo de tesis comprende el estudio de los ostrácodos fósiles continentales del Neógeno de los valles Calchaquíes, en la Cuenca Santa María-Hualfín, en las áreas del Valle del Cajón, Cerro Pampa y Hualfín, provincia de Catamarca, Argentina. Debido a su respuesta a los cambios ambientales y su abundante y continua presencia a lo largo de la historia geológica de la Tierra—al menos desde el Ordovícico—, los ostrácodos resultan muy útiles para la reconstrucción de las condiciones paleoecológicas. Además, los ostrácodos no marinos pueden utilizarse para correlacionar unidades continentales, al menos regionalmente, ya que en estos ambientes están ausentes otros indicadores bioestratigráficos (e.g., foraminíferos planctónicos, nanofósiles calcáreos). La finalidad de este estudio es, entonces, reconocer los taxones existentes y analizar sus potenciales aplicaciones bioestratigráficas y paleoambientales. Como hipótesis de trabajo, se plantea que “*el Mioceno tardío del Valle del Cajón (Aloformación Playa del Zorro), Cerro Pampa y Hualfín (Formación Chiquimil), provincia de Catamarca, Argentina, presenta una fauna de ostrácodos que indica un ambiente de depósito de características lacustres y dulceacuícolas*”. Los estudios micropaleontológicos del Valle del Cajón son escasos, en estos se registraron carofitas, ostrácodos y foraminíferos que evidenciaron un paleoambiente lacustre de aguas dulces a salobres. Por otro lado, estudios paleopalinológicos permitieron reconocer dos palinofacies, una de ambiente oxidante y húmedo y otra de ambiente anóxico y con escaso transporte. Existen también trabajos paleobotánicos, sobre moluscos fósiles y paleovertebrados. Para el Grupo Santa María las publicaciones están principalmente enfocadas en las asociaciones de foraminíferos. Sin embargo, hay algunos trabajos donde se registran ostrácodos no marinos, aunque de manera discontinua, y en algunos casos publicados como resúmenes, sin descripciones ni

ilustraciones, o son inéditos. Al igual que para el Valle del Cajón, se han realizado trabajos sobre moluscos fósiles, mamíferos, megaflora y palinomorfos. La Formación Chiquimil en particular, ha sido objeto de numerosos estudios paleoflorísticos y faunísticos. El Valle del Cajón es una depresión alargada en sentido norte-sur, que separa la zona de la Puna y las Sierras Pampeanas. El esquema estratigráfico secuencial actual presenta en el valle en tres aloformaciones: Peñas Azules, Playa del Zorro y Totoral. La Aloformación Playa del Zorro (Mioceno tardío–Plioceno), es la más estudiada y la que presenta buenas exposiciones que ocupan la parte central del Valle del Cajón. Esta Aloformación fue dividida en cuatro subsecuencias; la Subsecuencia IIc es de origen lacustre y es objeto del presente estudio micropaleontológico. Las otras secciones estudiadas se encuentran, al igual que el Valle del Cajón, dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas, una de ellas ubicada en la vertiente occidental del Cerro Pampa (Departamento Belén), en la localidad Cerro Pampa y junto al borde suroriental de la Puna, en la porción sudoeste de la Cuenca Santa María-Hualfín, en la localidad Hualfín. En estas áreas afloran los depósitos de la Formación Chiquimil (Mioceno tardío), constituida de base a techo por sedimentitas asignadas a los miembros Los Baños, El Áspero y El Jarillal. El Miembro El Áspero, de origen lacustre, es de donde provienen parte de las muestras aquí estudiadas. A lo largo de cuatro viajes de campaña se estudiaron 14 perfiles de la Aloformación Playa del Zorro, reconocida en las localidades Río Totoral ( $66^{\circ}26'0''$ – $26^{\circ}40'S$ ), Playa del Zorro ( $66^{\circ}20'0''$ – $26^{\circ}40'S$ ) y la Cascadita ( $66^{\circ}53'0''$ – $27^{\circ}23'S$ ), tres perfiles de la Formación Chiquimil, en la localidad Cerro Pampa ( $66^{\circ}55'0''$ – $27^{\circ}25'S$ ) y tres perfiles en la localidad de Hualfín ( $66^{\circ}51'0''$ – $27^{\circ}15'S$ ). Se procesaron un total de 122 muestras de las cuales se recuperaron 4.120 ejemplares fósiles de ostrácodos y 128 de foraminíferos, de la Aloformación Playa del Zorro en Río Totoral y de la Formación Chiquimil en Cerro Pampa. Las muestras recolectadas en Playa del

Zorro, la Cascadita y Hualfín resultaron estériles para microfósiles calcáreos. Las asociaciones registradas mostraron una baja diversidad específica, conformadas por ostrácodos Cytherocopina de las familias Cytherideidae (dos especies), Limnocytheridae (2 especies) y foraminíferos del Orden Rotaliida, Familia Rotaliidae (una especie). Se decidió incorporar en el presente estudio a este último grupo de microfósiles por su importancia como *proxies* paleoambientales. Como resultado del análisis exhaustivo de las asociaciones se describen, entre los ostrácodos, *Cyprideis* nov. sp., *Perissocytheridea* cf. *carrenoae*, *Limnocythere* sp. 1 y *Limnocythere* sp. 2, y el foraminífero *Ammonia tepida* Cushman. *Cyprideis* nov. sp. fue dominante en todas las asociaciones estudiadas, seguido de *Perissocytheridea* cf. *carrenoae* y el foraminífero *Ammonia tepida*. Para reconocer la autoctonía o aloctonía de las asociaciones, en el caso de los ostrácodos se tuvieron en cuenta las proporciones valvas : caparazones y adultos : juveniles. Se realizaron inferencias paleoecológicas a través de la comparación con análogos modernos. En general, las especies del género *Ammonia* están ampliamente distribuidas en ambientes marino-marginales, de salinidades entre 10 y 31 %, aunque pueden tolerar concentraciones mayores. *Perissocytheridea* es un género mixohalino, en América del Sur se halló en ambientes continentales salobres a marinos someros, mientras que *Cyprideis* se considera eurihalino y, aunque es muy común en ambientes de mezcla, también se lo ha registrado en cuerpos de agua dulce. Además, a fin de establecer inferencias sobre la salinidad del paleoambiente, se realizó un análisis de la morfología de los poros en tamiz presentes en la superficie de las valvas de *Cyprideis* nov. sp. Para determinar la morfología de estos poros, se midieron su longitud (L) y amplitud (A). Aquellos que son redondeados predominan en ambientes con concentraciones salinas bajas (0,7–1,8%), en el caso de los oblongos, son abundantes en concentraciones meso a polihalinas (8–15%), y en lagunas con alta concentración (50–80%) predominan los

irregulares. Como resultado, en Playa del Zorro se observaron un 82% de poros redondeados, 16% oblongos y 2% irregulares, mientras que en la localidad de Cerro Pampa los resultados fueron similares, aquí se observaron 70% de los poros redondeados, 23% oblongos y un 7% irregulares. La mayoría de los poros posee un contorno redondeado, lo que sugiere en ambos casos aguas de tipo oligohalinas. Para calcular la diversidad de las asociaciones se utilizaron los índices de Shannon ( $H'$ ) y de Simpson (D); para calcular la equidad se utilizó el índice de Pielou ( $J'$ ). También se utilizaron análisis de agrupamiento con la técnica de similitud Bray-Curtis, en este caso la matriz fue realizada en base al conjunto de ostrácodos y foraminíferos. Todos estos análisis se realizaron por muestras, por perfiles y por localidades y fueron procesados con el programa PAST 3.25. Se concluye que la Subsecuencia IIc de la Aloformación Playa del Zorro y los niveles superiores del Miembro El Áspero de la Formación Chiquimil fueron depositados en un ambiente de tipo lacustre, de baja/moderada energía, de aguas con variaciones en la salinidad, de oligo a meso/polihalinas, hasta hiperhalinas—condición indicada por depósitos evaporíticos. Esta interpretación es coincidente con el régimen climático marcadamente estacional, de tipo semiárido, pero con lluvias torrenciales, anteriormente propuesto. Se compararon las asociaciones registradas con otras coetáneas, reconociéndose fuertes similitudes entre las asociaciones recuperadas de la Aloformación Playa del Zorro (Subsecuencia IIc), con aquellas registradas para la sección superior de la Formación Yecua (Mioceno superior), en la Angostura, Bolivia.

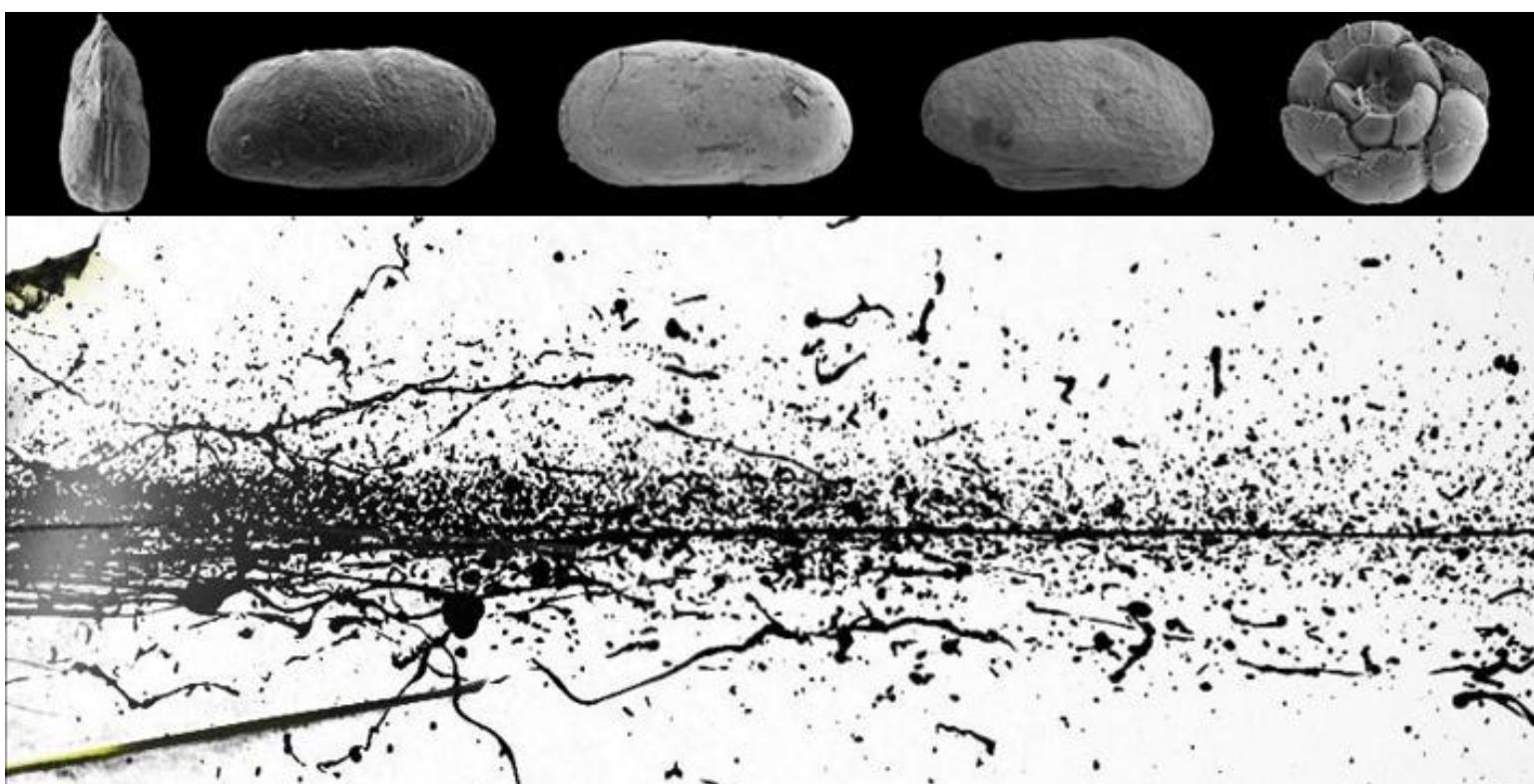
## ABSTRACT

This study includes the analysis of the Neogene non marine fossil Ostracoda from the Valles Calchaquíes, in the Santa María-Hualfín Basin, at the Valle del Cajón, Cerro Pampa and Hualfín localities, Province of Catamarca, Argentina. The ostracods are useful tools in recognizing the paleoenvironmental conditions of the bearing rocks, and this is due to 1) their abundant and continuous presence—at least since the Ordovician—along the Earth's geological history; and 2) their response to the environmental conditions. Moreover, non-marine ostracods assemblages can be applied to correlate continental units, at least regionally, since other biostratigraphical markers (e.g., planktonic foraminifers and calcareous nannofossils) are absent from these environments. The purpose of this study is to recognize the existing taxa, and to analyze their potential biostratigraphical and paleoenvironmental applications. As a working hypothesis, it is proposed that "*the late Miocene of the Valle del Cajón (Playa del Zorro Alloformation), Cerro Pampa and Hualfín (Chiquimil Formation), Province of Catamarca, Argentina, presents an Ostracoda fauna that indicates a lacustrine and freshwater depositional environment*". The micropaleontological studies of the Valle del Cajón are scarce, but carophytes, ostracods and foraminifers were recorded here, inferring a lacustrine and brackish paleoenvironment. On the other hand, paleopalynological studies allowed to recognize two palynofacies, one suggesting an oxidizing and humid environment and another of anoxic conditions and little transportation. There are also studies on fossil plants, vertebrates, and mollusks. For the Santa María Group (San José, Las Arcas and Chiquimil formations, provinces of Catamarca and Tucumán), the studies are mainly focused on foraminiferal associations. However, there are some research works where non-marine ostracods were registered, although they were published discontinuously and, in some cases, as abstracts, without descriptions or illustrations, or are unpublished. As

in the case of the Valle del Cajón, some studies on fossil mollusks, mammals, megaflora and palynomorphs were developed. The Chiquimil Formation, especially, has been the subject of an important number of paleofloristic and faunal studies. The Valle del Cajón is an elongated depression with a north-south direction, which separates the area of the Puna and the Sierras Pampeanas. The current sequential stratigraphic scheme divides the valley into three alloformations: Peñas Azules, Playa del Zorro and Totoral. The Playa del Zorro Alloformation (late Miocene–Pliocene), is the most studied and the one that holds the better expositions that occupy the central part of the Valle del Cajón. This Alloformation was divided into four subsequences, the Subsequence IIc, of lacustrine origin, is the subject of this micropaleontological study. The others studied sections are placed also within the scope of the Sierras Pampeanas; at the western slope of the Cerro Pampa (Department of Belén), in the Cerro Pampa locality; and next to the southeast edge of the Puna, in the Santa María-Hualfín Basin, Hualfín locality. The Chiquimil Formation (late Miocene) can be recognized in these areas, and is divided, from base to top, into the members Los Baños, El Áspero and El Jarillal. Part of the samples studied here come from the El Áspero Member, of lacustrine origin. Throughout four field trips, 14 outcrops of the Playa del Zorro Alloformation were studied, at the localities Río Totoral ( $66^{\circ} 26' O - 26^{\circ} 40' S$ ), Playa del Zorro ( $66^{\circ} 20' O - 26^{\circ} 40' S$ ) and la Cascadita ( $66^{\circ} 53' O - 27^{\circ} 23' S$ ), two outcrops of the Chiquimil Formation, at Cerro Pampa ( $66^{\circ} 55' O - 27^{\circ} 25' S$ ) and three at Hualfín ( $66^{\circ} 51' O - 27^{\circ} 15' S$ ). A total of 122 samples were processed, from which 4,120 fossil specimens of ostracods and 128 of foraminifera were recovered, from the Playa del Zorro Alloformation at Río Totoral and from the Chiquimil Formation at Cerro Pampa. The samples collected in Playa del Zorro, la Cascadita and Hualfín were sterile for calcareous microfossils. The assemblages recorded at these sites showed a low specific diversity, mainly composed of Cytherocopina ostracods of the families

Cytherideidae (two species), Limnocytheridae (2 species), and foraminifera of the Order Rotaliida, Family Rotaliidae (one species). The foraminifers were added to this study due to their importance as paleoenvironmental proxies. As a result of the exhaustive analysis of the assemblages, a new species of *Cyprideis* Jones was identified. Other described species were the ostracods *Perissocytheridea* cf. *carrenoae*, *Limnocythere* sp. 1 and *Limnocythere* sp. 2, and the foraminifer *Ammonia tepida* Cushman. *Cyprideis* nov. sp. was dominant in all the assemblages studied, followed by *Perissocytheridea* cf. *carrenoae* and *Ammonia tepida*. In order to recognize the autochthonous/alochthonous character of the assemblages, the proportions valves : carapaces and adults : juveniles were obtained for the ostracods. Paleoecological interpretations were made through the comparison with modern analogues. In general, the species of the genus *Ammonia* are widely distributed in marine-marginal environments, with salinities between 10 and 31 ‰, although they can tolerate higher concentrations. On the other hand, *Perissocytheridea* is a mixohaline genus, that was found in South America in brackish to shallow marine environments. On the other hand, *Cyprideis* is considered eurihaline and, although it is common in brackish environments, it has also been recorded in freshwater. An analysis of the sieve pores morphology, present on the valve surface of *Cyprideis* nov. sp., was performed to establish the salinity of the paleoenvironment. Longitude and amplitude of the pores were measured to determine their morphology. Those with rounded outline are more abundant at low salinities (0.7–1.8‰), elongate pores are more common in meso-polyhaline concentrations (8–15‰), irregular pores are more abundant at highly saline waters (50–80‰). As a result, 82% of the pores observed at Playa del Zorro were rounded, 16% oblong and 2% irregular. Likewise, in Cerro Pampa, 70% of the pores observed were rounded, 23% oblong and 7 % irregular. The rounded pores were the most abundant at both sites, suggesting oligohaline waters. Diversity and equity of

the assemblages were calculated using the Shannon ( $H'$ ), Simpson (D) and Pielou ( $J'$ ) indices. A clustering analysis was performed with the Bray-Curtis similarity technique, for which a matrix was produced based on the set of ostracods and foraminifers. All these analyses were performed by samples, by outcrops and by locations, and they were processed with the PAST 3.25 program. In conclusion, it is suggested that the Subsequence IIc of the Playa del Zorro Alloformation and the superior levels of the El Áspero Member of the Chiquimil Formation at the studied sites, were deposited in a lacustrine paleoenvironment, of low/moderate energy, with variations in salinity from oligo to mesohaline, up to hyperhaline (evidenced by evaporitic deposits). This interpretation is coincident with the previously proposed seasonal climatic regime, characterized as semi-arid but with torrential rains. Finally, the recorded assemblages at the Playa del Zorro Alloformation (Subsequence IIc), have shown to be similar with those registered at the upper section of the Yecua Formation (middle–late Miocene), in La Angostura, Bolivia.



# **CAPÍTULO 1.**

# **INTRODUCCIÓN**

## 1.1 OBJETIVOS E HIPÓTESIS DE TRABAJO

### *Objetivo general*

Estudiar los ostrácodos fósiles continentales del Neógeno de los Valles Calchaquíes en las áreas del Valle del Cajón, Cerro Pampa y Hualfín en la provincia de Catamarca, con la finalidad de conocer los taxones existentes, y analizar sus potenciales aplicaciones bioestratigráficas, paleoecológicas y paleoambientales.

### *Objetivos específicos*

1. Definir y determinar los taxones de ostrácodos presentes.
2. Establecer las asociaciones faunísticas presentes y su distribución estratigráfica.
3. Comparar las asociaciones halladas en las diferentes localidades analizadas a fin de establecer relaciones bioestratigráficas.
4. Analizar mediante parámetros bioestadísticos los diferentes taxones, utilizando diversos coeficientes y poder así realizar comparaciones y variaciones de la ostracofauna hallada.
5. Realizar estudios tafonómicos: comprender los procesos involucrados en la formación de las acumulaciones fosilíferas y determinar las características que son reconocidas en los distintos tipos de fósiles, asociaciones fosilíferas y su paleoambiente.
6. En base a todo esto, realizar inferencias paleoambientales y paleogeográficas.

*Hipótesis*

El Mioceno tardío del Valle del Cajón (Aloformación Playa del Zorro), Cerro Pampa y Hualfín (Formación Chiquimil), provincia de Catamarca, Argentina, presenta una fauna de ostrácodos que indica un paleoambiente de depósito de características lacustres y dulceacuícolas.

## 1.2 ANTECEDENTES PALEONTOLOGICOS

Los estudios micropaleontológicos efectuados en la región del Valle del Cajón (Catamarca) son escasos, entre estos se mencionan los de García y Herbst (1997), quienes analizaron las carofitas recuperadas de los Valles de Santa María y del Cajón (Aloformación Playa del Zorro), y sugirieron un paleoambiente lacustre con cambios en la salinidad, escasamente salino a mesohalino. Más recientemente Zamudio y Morton (2015, 2016, 2017, 2019) describieron los microfósiles calcáreos (ostrácodos y foraminíferos) de esta misma aloformación, e infirieron un paleoambiente de tipo lacustre y salobre. Por otro lado, Horn *et al.* (2016) realizaron un interesante estudio sobre la palinología de la Aloformación Playa del Zorro, e identificaron dos palinofacies. La palinofacie I refirió a un ambiente relativamente oxidante, alcalino y húmedo, la palinofacie II, indicó un ambiente anóxico, somero y con escaso transporte (Horn *et al.*, 2016). Anzótegui *et al.* (2007) registraron para esta región dos tipos de vegetación, una asociada a hábitats húmedos y bosques ribereños, integrada por algunos géneros de la Familia Fabaceae, y otra donde predominan *Prosopis* spp., *Eriosema* spp., característica de ambientes abiertos y xerófilos. El registro de vertebrados lo constituyen restos de xenartros, roedores, aves, edentados fósiles (Peirano, 1943; Esteban y Nasif, 1996, 1999, entre otros). Otros estudios, en este caso sobre moluscos, fueron realizados por Morton (2004), quién describió la malacofauna de la Aloformación, caracterizada por la presencia de los gasterópodos *Heleobia* spp. y bivalvos del género *Neocorbicula* Fischer, los cuales habitaron cuerpos de aguas marginales.

Los estudios micropaleontológicos del Mioceno del Grupo Santa María (Catamarca y Tucumán), fueron llevados a cabo por Bertels-Psotka y Zabert (1980), quienes mencionaron la presencia de foraminíferos tales como especies *Streblus*

*compactus* Hofker, 1964 (= *Ammonia compacta*) y *Streblus parkinsonianus* (d'Orbigny, 1839) (= *Ammonia parkinsoniana*). Zabert (1984) describió las formas *Nonion demens* y *N. demens* forma *santamariana* para las formaciones San José y las Arcas. Por su parte, Vergani *et al.* (1991) registraron diferentes taxones de foraminíferos, entre los cuales se encuentran *Protelphidium tuberculatum* (d'Orbigny, 1846), *Ammonia* spp., *Buccella frigida* (Cushman, 1922), *Nonion demens?* (Bik), *Noniella* sp. y *Trochammina* sp. (Tab. 1). Es importante aclarar que todo este listado de taxones no ha sido descrito ni ilustrado y se trata de material inédito (Herbst *et al.*, 2000). Para la Formación San José, Gavriloff y Bossi (1992) y Gavriloff *et al.* (1998) identificaron once formas de foraminíferos, por otro lado, Ibañez-Palacios *et al.* (2001) mencionaron la presencia de gastrópodos y ostrácodos indeterminados. Leiva y Morton (2001, 2002) y Gründwaldt y Morton (2002) mencionaron seis especies de ostrácodos no marinos para Formación San José, siendo una de ellas endémica. Espíndola y Morton (2004, 2008), Morton y Espíndola (2006) y Espíndola (2019), estudiaron los ostrácodos y foraminíferos de esta formación, los cuales sugieren un entorno lacustre (Cuadro 1). Los invertebrados fósiles recuperados de las formaciones San José y Chiquimil están representados por moldes e impresiones de moluscos (bivalvos y gastrópodos), los cuales fueron estudiados por Ibañez (2001), Morton (1984, 1986, 2004), Morton y Herbst (2003).

Los estudios sobre vertebrados fósiles para el Neógeno del Valle de Santa María fueron compendiados por Esteban (1998), Powell y Ortiz (2014), y pertenecen en su mayoría a mamíferos (Herbst *et al.*, 2000). Los registros de megaflora proceden principalmente de la Formación San José (Anzótegui y Morton, 2000; Anzótegui y Cristalli, 2000; Anzótegui y Herbst, 2004; entre otros), donde también se estudiaron los palinomorfos (Mautino, 2007; 2010; 2011; Mautino *et al.*, 2004, entre otros). La Formación Chiquimil en particular, ha sido objeto de numerosos estudios paleoflorísticos

(impresiones de hojas, frutos, leños), de trazas foliares (Robledo, 2017), palinológicos (Mautino *et al.*, 1997; Mautino y Anzótegui, 1998, 2000, 2002; Anzótegui, 2004; Garralla *et al.*, 2009; 2012; Mautino, 2009, 2010; Franco *et al.*, 2014; Martínez, 2014; Mautino y Anzótegui, 2014) y de xiloflora (Báez *et al.*, 2018), sugiriendo que en el Mioceno tardío se desarrollaron comunidades vegetales herbáceas con escasos árboles, acompañadas por dos tipos de vegetación, hidrófila (acuáticas y palustres) e higrófila (bosques de ribera), propias de condiciones climáticas secas, pero localmente húmedas (Anzótegui, 2006; Mautino, 2010; Garralla *et al.*, 2012).

| Edad      |  | Mioceno medio |          | Mioceno tardío |           |              |
|-----------|--|---------------|----------|----------------|-----------|--------------|
| Provincia |  | Catamarca     | Tucumán  | Catamarca      |           |              |
| Species   | Formación  | San José      | Río Salí | Saladillo      | Chiquimil | P. del Zorro |
| F         | <i>Ammonia</i> aff. <i>becarii parkinsoniana</i> | X             | X        |                |           |              |
| o         | <i>Ammonia parkinsoniana</i>                     | X             | X        |                |           |              |
| r         | <i>Ammonia</i> sp.                               | X             | X        |                |           |              |
| a         | <i>Ammonia tepida</i>                            |               |          |                | X         | X            |
| m         | Arenaceos Indet.                                 | X             | X        |                |           |              |
| i         | <i>Buccella frigida</i>                          | X             | X        |                |           |              |
| n         | " <i>Noniella</i> " sp.                          | X             | X        |                |           |              |
| í         | <i>Nonion demens</i>                             |               | X        |                |           |              |
| f         | <i>Nonion demens</i> ?                           | X             | X        |                |           |              |
| e         | <i>Protelphidium tuberculatum</i>                | X             | X        |                |           |              |
| r         | <i>Streblus compactus</i>                        |               | X        | X              |           |              |
| o         | <i>Streblus parkinsonianus</i>                   |               |          | X              |           |              |
| s         | <i>Trochamina</i> sp.                            | X             | X        |                |           |              |
| O         | ? <i>Physocypris</i>                             |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Candonia</i> sp.                              |               |          |                |           |              |
|           | <i>Chlamydotheca</i> sp.                         | X             |          | X              |           |              |
|           | <i>Cyamocytheridea</i> cf. <i>ovalis</i>         |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Cyamocytheridea ovalis</i>                    | X             | X        |                |           |              |
|           | <i>Cyclocypris</i> sp.                           |               |          |                |           |              |
|           | <i>Cyprideis</i> cf. <i>torosa</i>               | X             | X        |                |           |              |
|           | <i>Cyprideis herbstii</i>                        | X             | X        | X              |           | X            |
|           | <i>Cyprideis</i> aff. <i>salebrosa hartmanni</i> |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Cyprideis salebrosa</i>                       | X             | X        | X              | X         |              |
|           | <i>Cyprideis salebrosa hartmanni</i>             |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Cyprideis similis</i>                         | X             | X        |                |           |              |
|           | <i>Cyprideis</i> sp.                             |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Cyprideis torosa</i>                          |               | X        |                | X         | X            |
|           | <i>Cyprinotus</i> cf. <i>trispinosus</i>         |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Cyprinotus cingalensis</i>                    | X             | X        |                |           |              |
|           | <i>Cyprinotus trispinosus</i>                    |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Cytherideidae</i> Indet.                      |               |          |                |           |              |
| C         | <i>Darwinula</i> spp.                            |               |          |                |           |              |
|           | <i>Darwinula stevensoni</i>                      |               | X        |                | X         |              |
|           | <i>Eucypris</i> sp.                              |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Halocypris</i> sp.                            |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Heterocypris</i> sp.                          |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Heterocypris incongruens</i>                  |               | X        |                | X         |              |
|           | <i>Ilyocypris bradyi</i>                         |               | X        |                | X         |              |
|           | <i>Ilyocypris</i> sp.                            |               | X        |                |           | X            |
|           | <i>Limnocythere</i> att. <i>reticulata</i>       |               | X        |                | X         |              |
|           | <i>Limnocythere</i> sp. L. <i>reticulata</i>     |               | X        |                | X         |              |
| D         | <i>Limnocythere</i> sp.                          |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Limnocythere</i> sp. 1                        |               | X        |                |           |              |
|           | <i>Limnocythere</i> sp. 2                        |               | X        |                | X         | X            |
|           | <i>Neocypris</i> sp.                             |               | X        |                | X         | X            |
|           | <i>Penthesilenula incae</i>                      |               | X        |                | X         |              |
|           | <i>Perissocytheridea</i> sp.                     |               | X        |                |           | X            |
|           | <i>Vestalenula danielopoli</i>                   |               | X        |                | X         |              |
| S         | <i>Vestalenula</i> sp.                           |               | X        |                |           |              |

**Tabla 1.** Ostrácodos y foraminíferos de las formaciones miocenas de los valles Calchaquíes. Se mantuvo la nomenclatura original de los taxones referidos en la bibliografía (Bertels-Psotka y Zabert, 1980; Zabert, 1984; Vergani *et al.*, 1991; Gavriloff y Bossi, 1992; Leiva y Morton, 2001; Morton, 2004; Espíndola *et al.*, 2017; Espíndola, 2019; Zamudio y Morton, 2019).

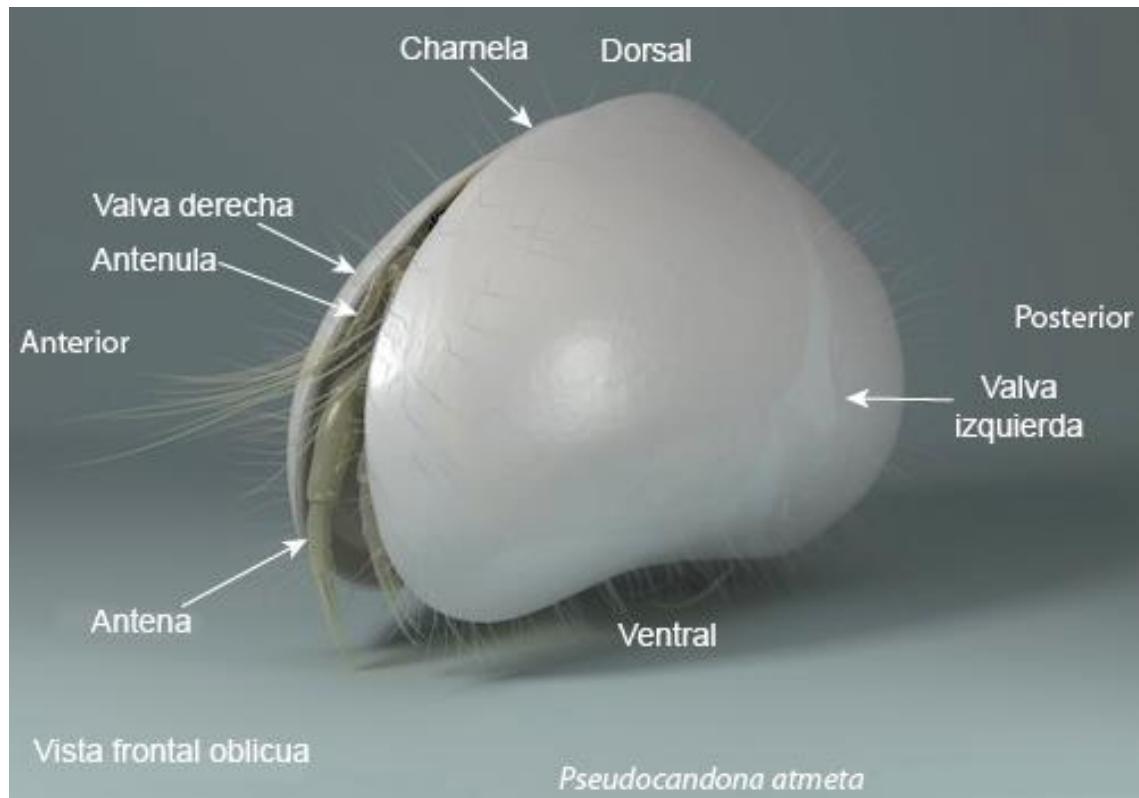
## 1.3 OSTRACODA

### 1.3.1 Generalidades del grupo

Los ostrácodos son pequeños crustáceos acuáticos y semi-acuáticos, que secretan un caparazón bivalvo quitinoso-calcáreo compuesto por calcita con bajo contenido en magnesio. Estos crustáceos poseen un cuerpo pequeño (0,2 a 8 mm de longitud), aunque en algunos casos son de tamaños mayores, como en el myodocopido actual *Gigantocypris* Müller, 1895 que alcanza los 32 mm (Martens, 1998; Meisch, 2000; Laprida y Ballent, 2008). Los ostrácodos ocupan prácticamente todos los ecosistemas acuáticos conocidos, ya sean permanentes o temporales (*e.g.*, estanques, lagos y arroyos, zanjas y canales de irrigación, aguas termales y filtraciones de todo tipo de pantanos, cuevas e intersticios de los acuíferos oxigenados) hasta ambientes semiterrestres. La mayoría de los ostrácodos son bentónicos y solo unos pocos adquirieron el hábito planctónico (Martens *et al.*, 1998; Smith y Horne, 2002; Smith y Delorme, 2010).

Latreille (1802) fue el primero en acuñar el nombre Ostracoda, y desde entonces ha sido situado en diferentes grupos pertenecientes a Crustacea. Se los ha incluido dentro de Maxillopoda por la presencia de un ojo nauplio formado por tres copas y células del tapete, una reducción general del tamaño corporal y del número de apéndices (ver Martin y Davis, 2001 y referencias allí citadas). Actualmente se los considera una clase propia dentro de Crustacea, aunque su posición en la filogenia sigue siendo controvertida (Martin y Davis, 2001; Horne *et al.*, 2005; Laprida y Ballent, 2008). Aún así, un ostráculo podría definirse como “*un artrópodo que en la etapa adulta tiene hasta 8 pares de apéndices diferenciados, más los apéndices copuladores y una furca, todo lo cual puede estar completamente contenido dentro de un caparazón bivalvo que carece de líneas de crecimiento*” (Horne *et al.*, 2005, p. 251).

La parte calcificada del ostrácodo, que por cierto es la única que fosiliza de forma habitual, se denomina de diversas formas: caparazón, valva o conchilla. Aquí se considera que el **caparazón** se compone de dos **valvas**, una izquierda y una derecha, las cuales se encuentran articuladas dorsalmente (Fig. 1). El término conchilla es informal y general, ya sea para valvas o caparazones y no será utilizado en el presente trabajo. El caparazón de los ostrácodos posee un alto potencial de preservación y generalmente un puñado de sedimento puede albergar cientos de ejemplares, facilitando su recolección (Martens *et al.*, 1998). Es gracias a este potencial, los ostrácodos poseen el registro fósil más completo de los artrópodos, extendiéndose alrededor de 450 Ma, desde el Ordovícico hasta el presente (Martens *et al.*, 1998; Rodríguez-Lázaro y Ruiz-Muñoz, 2012). Por otro lado, a medida que estos organismos se desarrollan y maduran, pasan a través de 8 estadios de ecdisis o muda del caparazón, y en cada uno desarrollan apéndices adicionales hasta alcanzar la madurez sexual, cuando dejan de mudar (Brouwers, 1988; Smith y Martens, 2000; Smith *et al.*, 2015). Potencialmente, cada muda aporta al sedimento dos valvas a lo largo del desarrollo del individuo, lo que se traduce en un total ideal de 18 valvas, aumentando así las chances de preservación en el registro fósil.



**Figura 1.** Aspecto general de un ostráculo en posición de vida, en vista frontal oblicua. Tomado de [https://www.biawahaku.jp smith/ostracod\\_carapace.html](https://www.biawahaku.jp smith/ostracod_carapace.html).

Debido a su sensibilidad a los cambios ambientales, los ostráculos resultan muy útiles para la reconstrucción de las condiciones paleoecológicas, ya que proporcionan datos sobre diferentes parámetros ambientales (e.g., salinidad, profundidad) y sobre la naturaleza del sustrato. También pueden ser útiles para dataciones relativas, sobre todo en paleoambientes continentales, donde no se recuperan otros biomarcadores (e.g., foraminíferos planctónicos, nanofósiles calcáreo). Los campos de estudio en los que los ostráculos pueden ser útiles son diversos e incluyen: (paleo) biología, (paleo) ecología, (paleo) oceanografía, (paleo) limnología, conservación de humedales, bioestratigrafía, arqueología y estudios de contaminación antropogénica (Laprida, 2006; Rodríguez-Lázaro y Ruiz Muñoz, 2012).

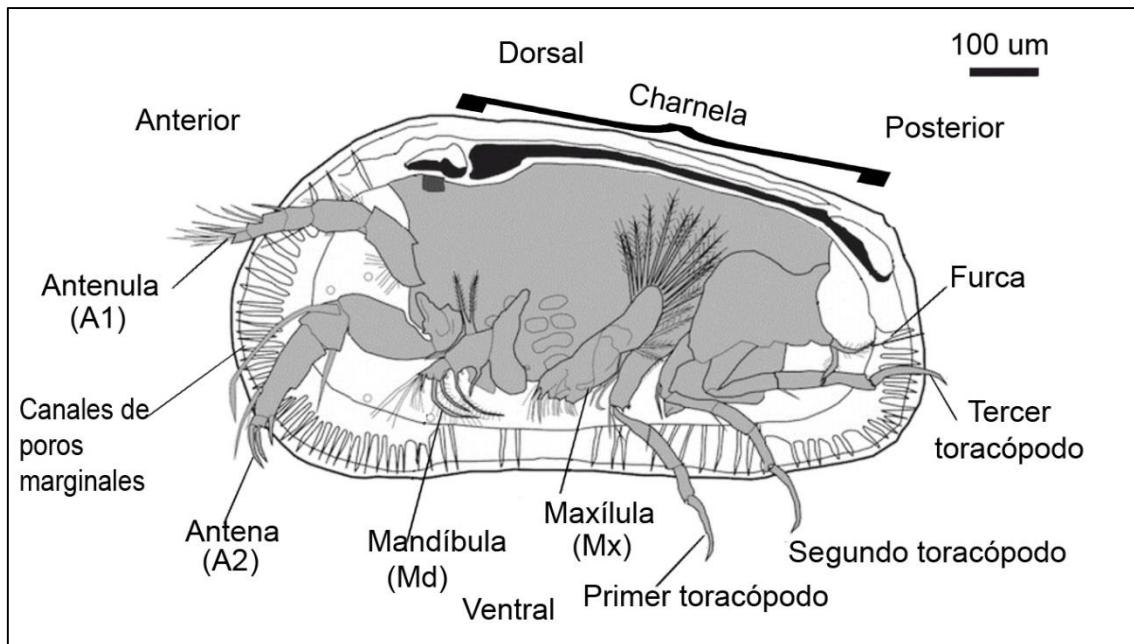
La clase Ostracoda se subdivide en dos Subclases, Myodocopa y Podocopa, ambas con registro fósil desde el Ordovícico (Horne *et al.*, 2002). Los Myodocopa poseen

caparazones débilmente calcificados, habitan ambientes exclusivamente marinos, y pueden ser nectónicos o planctónicos. Los Podocopa en general poseen caparazones bien calcificados, posee un mejor registro fósil, y es el grupo más diverso en la actualidad; ocupan ambientes marinos, acuáticos continentales y semiterrestres (Meisch, 2000; Martin y Davis, 2001; Laprida y Ballent, 2008).

A continuación, se presentan detalladamente la morfología de las partes blandas y del caparazón/valvas de los ostrácodos, con énfasis en los pertenecientes al Orden Podocopida.

### 1.3.2 Morfología de las partes blandas

El cuerpo de los ostrácodos es alargado, comprimido lateralmente y con segmentación muy reducida, completamente contenido dentro del caparazón. La **cabeza** y el **tórax** están fusionados en un **cefalotórax**. La mayoría de los órganos y apéndices se encuentran de a pares, 5 a 8 pares de apéndices birramosos (con excepción del primer par) sobresalen de las valvas abiertas para la locomoción y alimentación (Fig. 2) (Martens, 1998; Laprida y Ballent, 2008). Además de los pares de apéndices, poseen una furca posterior que debería considerarse como un par de urópodos (Meisch, 2007). Existen cuatro pares de apéndices en la regióncefálica, que se denominan anténulas (A1), antenas (A2), mandíbulas (Md) y maxílulas (Mx). El resto de los apéndices (toracópodos) tienen distintas funciones según el grupo, pueden modificarse como patas caminadoras, *claspers*, maxilipedios, apéndices limpiadores, apéndices copuladores (Horne *et al.*, 2002).



**Figura 2.** Morfología interna del caparazón y apéndices de *Hemicythere villosa* Sars. Modificado de Horne *et al.* (2002).

El sistema digestivo de los ostrácodos consiste en la boca, el esófago, el intestino anterior, también llamado estómago, el intestino posterior y el ano. La boca es una gran abertura flanqueada por las coxas mandibulares. El estómago se encuentra recubierto con células secretoras y recibe los productos de pares de glándulas digestivas llamadas hepatopáncreas. Forma bolas de alimento, que son transportadas hacia el intestino posterior donde se produce la absorción de nutrientes y luego la excreción través del ano (Laprida y Ballent, 2008; Karanovic, 2012; Smith *et al.*, 2015). Los ostrácodos Podocopa no tienen branquias y la respiración se realiza a través de toda la superficie del cuerpo por difusión simple. La misma tiene lugar en el área de la lamela interna del caparazón por medio de las células epidérmicas (Yamada *et al.*, 2004; Laprida y Ballent, 2008; Smith *et al.*, 2015). El corazón está ausente y la circulación de los fluidos corporales se logra mediante contracción rítmica de los músculos de la pared corporal y el intestino, o bien por el propio movimiento general del animal (Karanovic, 2012).

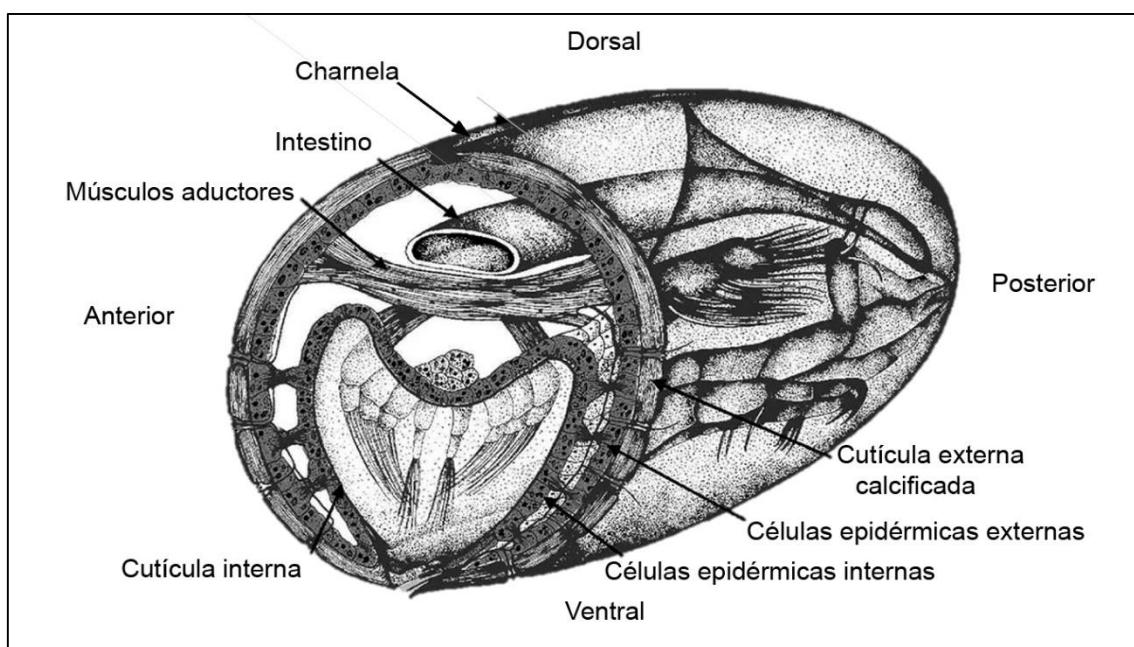
El sistema nervioso se divide en tres partes: el cerebro, un collar circumesofágico de ganglios fusionados y una cadena ventral de ganglios que recorren el cuerpo en sentido anteroposterior. En la superficie del caparazón existen setas en contacto con el medio exterior, que ejercen funciones sensoriales. Los podocopidos poseen un ojo simple situado en posición media (el ojo nauplio) en la base de las antenas, justo por debajo del margen dorsal de las valvas (Laprida y Ballent, 2008; Karanovic, 2012). A menudo, el lente cuticular del ojo nauplio puede fosilizarse como parte de la valva, por lo que se lo ha considerado como un indicador paleoecológico y paleoambiental (Tanaka, 2006 y referencias allí citadas).

En los podocopidos los órganos reproductivos se encuentran de a pares en ambos sexos. Los machos poseen un aparato reproductor singular, tanto por su tamaño como por su complejidad (Meisch, 2000), se trata de un órgano copulatorio doble quitinoso, formado por dos hemipenes. En Cypridoidea los ductos eyaculatorios se modifican en una bomba de espermatozoides llamado órgano Zenker, mientras que en los Cytheroideos los hemipenes bombean directamente (Laprida y Ballent, 2008). Las hembras poseen dos ovarios, conectados a la abertura uterina a través de oviductos. Se cree que los espermatozoides pasan de la vagina directamente al útero para fertilizar los óvulos (Karanovic, 2012). Las impresiones de las gónadas pueden ser visibles en la cara interna de la valva (*e.g.*, en Candonidae).

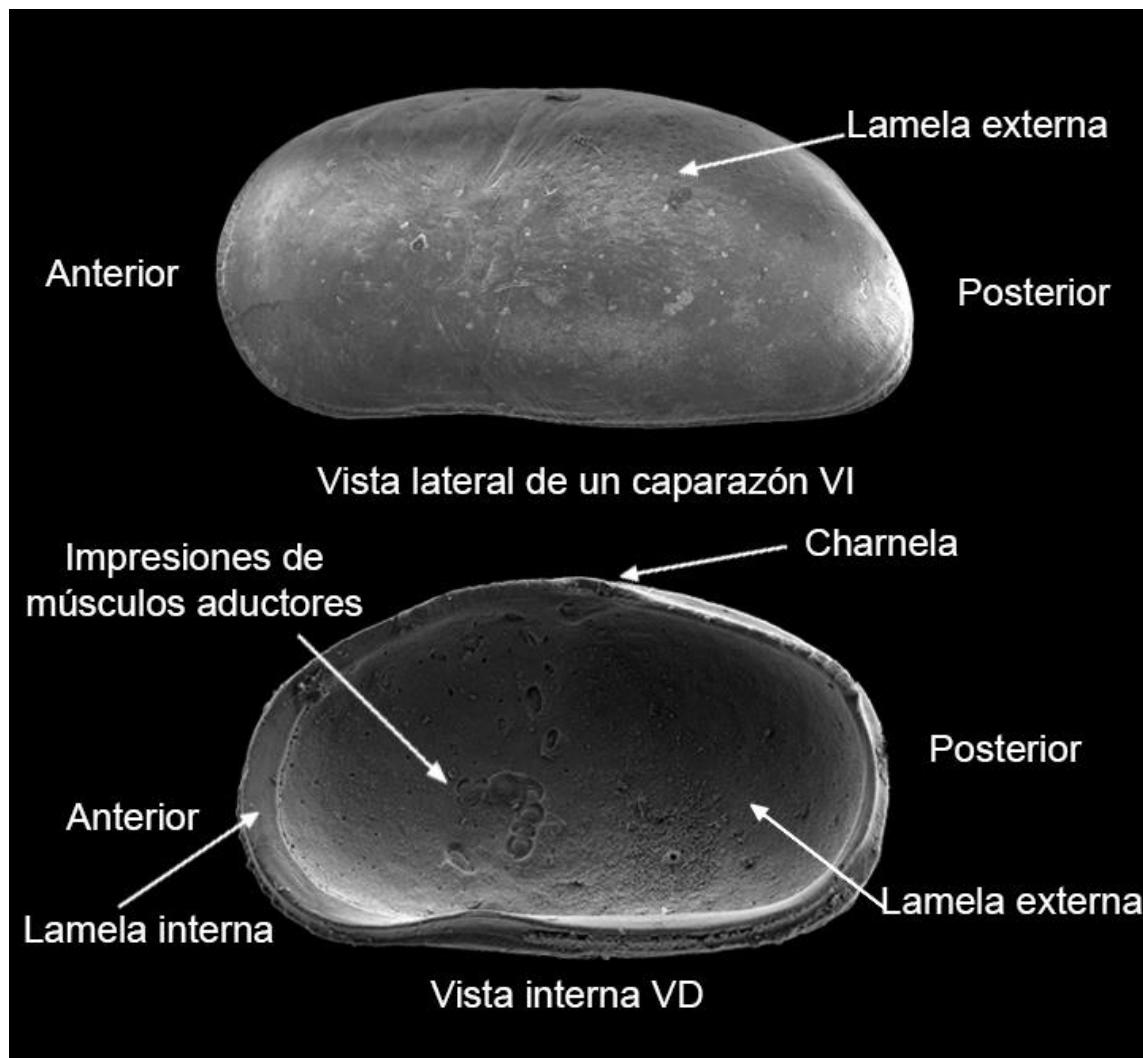
### 1.3.3 Morfología del caparazón

El caparazón de los ostrácodos está formado por dos pliegues laterales de la epidermis (**duplicaduras**), que se originan dorsalmente en la región del céfalo, y que se extienden hacia atrás, al frente y lateralmente, encerrando completamente al cuerpo. De esta forma, el cuerpo del animal posee una “doble pared”, con una **lamela externa** y una

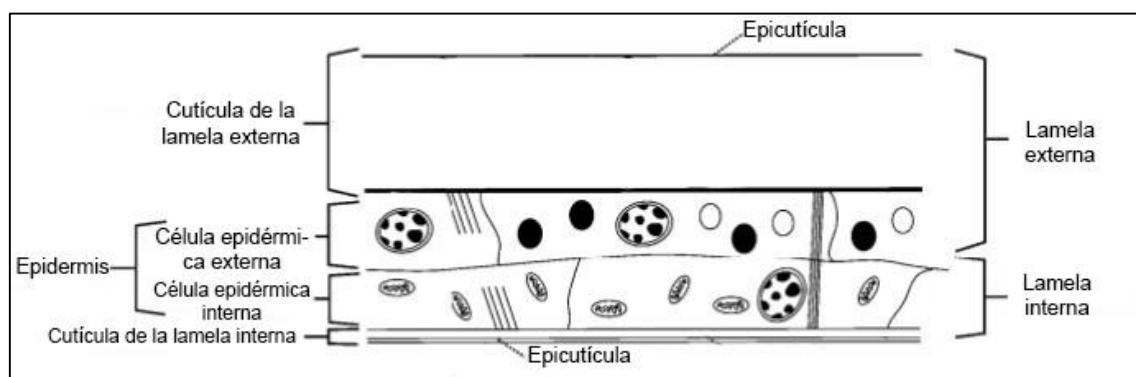
**lamela interna** (Fig. 3); el espacio entre ellas constituye una extensión del cuerpo que en algunos taxones puede albergar ciertos órganos reproductivos y digestivos (Keyser, 1990, 2005; Horne *et al.*, 2002; Karanovic, 2012). El caparazón calcáreo se forma por la secreción de la epidermis de la lamela externa, que calcifica en su totalidad, y en parte por la epidermis de la lamela interna, que calcifica solo en la periferia (Horne *et al.*, 2002). En los caparazones fósiles, esta lamela interna calcificada es lo único que se preserva de la duplicadura (Fig. 4). En vida, el cuerpo de los ostrácodos está completamente cubierto por una cutícula quitinosa (epicutícula), que es continua incluso en la región dorsal y conecta ambas valvas (en la literatura suele denominarse ligamento, aunque no está involucrada en la apertura de las valvas, ver Horne *et al.*, 2002 y Yamada, 2007) (Fig. 3 y 5).



**Figura 3.** Sección transversal de un ostráculo, en donde se observa la organización de las partes blandas (modificado de Keyser, 2005).



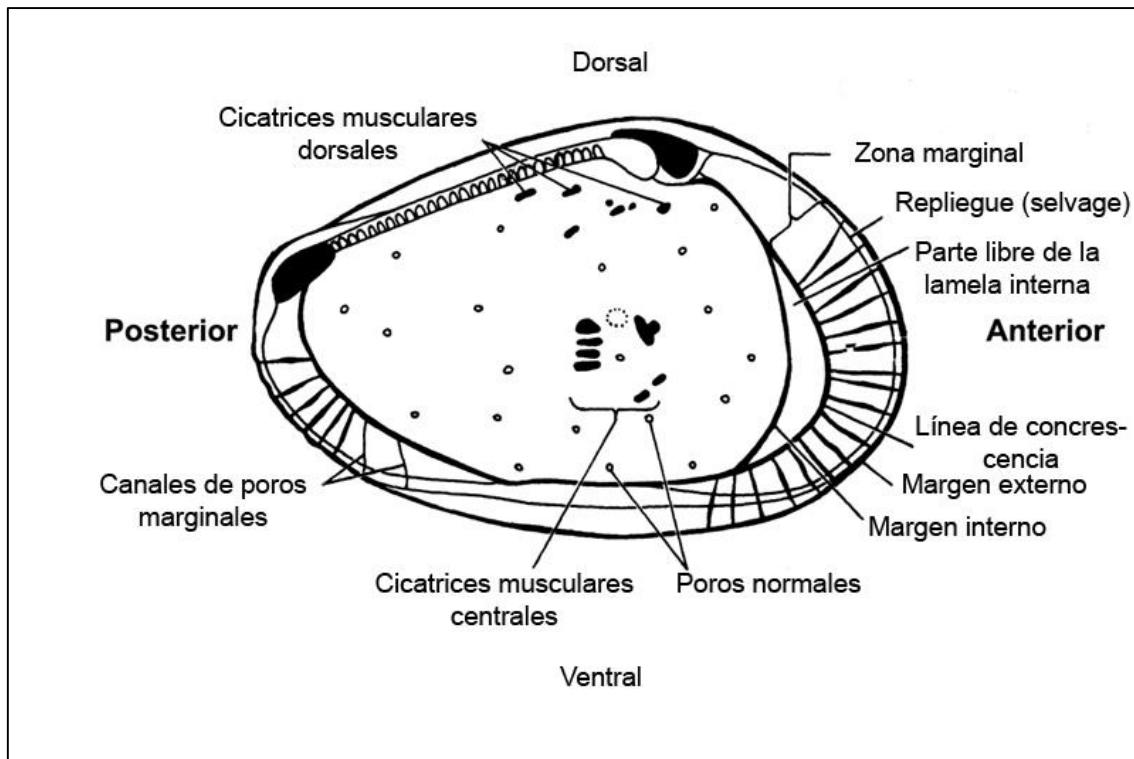
**Figura 4.** Imagen MEB de *Cyprideis* sp. nov. Aspecto general del caparazón y valva, en este caso el cubrimiento es normal, VI (valva izquierda), VD (valva derecha).



**Figura 5.** Esquema de la cutícula de un ostráculo. Modificado de Yamada *et al.* (2005).

Como se mencionó en los párrafos precedentes, el caparazón está formado por una valva izquierda y una derecha, que generalmente posee menor tamaño. En estos casos se habla de **cubrimiento normal**; cuando la valva derecha es la mayor, a la relación entre ambas se la denomina **cubrimiento inverso**. El cubrimiento de una valva con respecto a la otra puede ser muy marcado (una valva mucho más grande que la otra) o ambas valvas ser de tamaño semejante y no evidenciarse solapamiento (Kesling, 1951).

Las valvas se cierran por la acción de **músculos aductores** que recorren la parte central del cuerpo y dejan una impresión característica en la cara interna de la lamela externa (Fig. 4 y 6). A esta impresión se la conoce como **cicatriz muscular central** (CMC), su patrón y el número de cicatrices individuales que la compone tiene importancia taxonómica (ver más adelante). Existen otras cicatrices, las cicatrices dorsales, frontales y mandibulares, que corresponden a puntos de inserción apendiculares (Anderson, 1974; Horne *et al.*, 2002). Además, la parte posterior de la valva puede presentar trazas producidas por los ovarios o los testículos (Smith *et al.*, 2015). La apertura de las valvas se produce por presión hidrostática por el movimiento de los apéndices (Horne *et al.*, 2002).

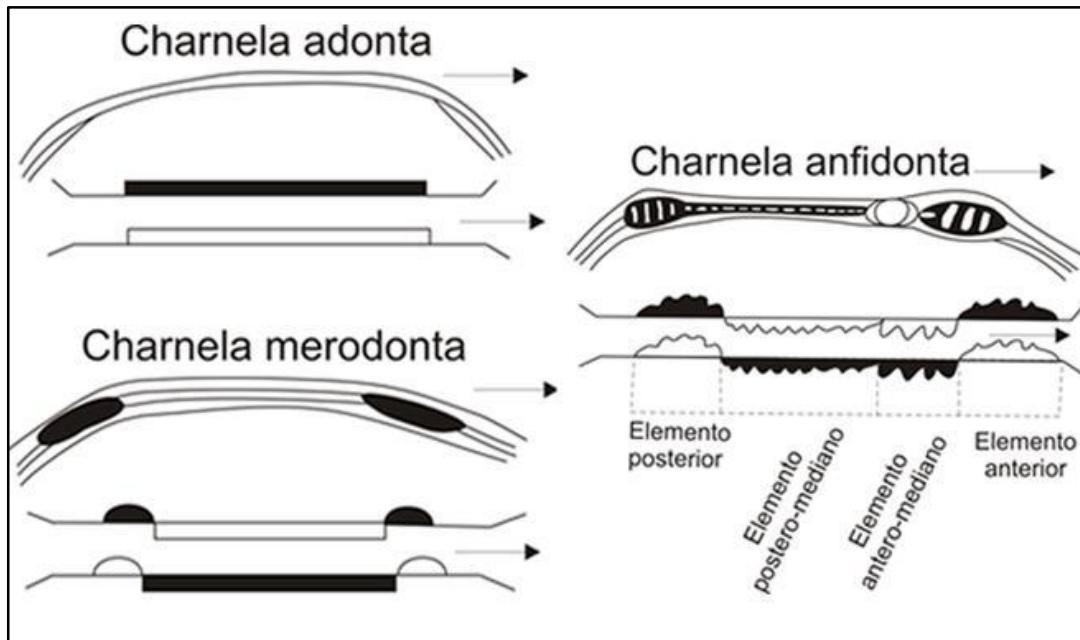


**Figura 6.** Esquema de una valva izquierda de un ostrácodoo. Modificado de Armstrong y Brasier (2005).

La estructura de articulación dorsal de las valvas se denomina **charnela**, y su configuración es un carácter taxonómico útil (Fig. 7). La misma está formada por diferentes tipos de elementos calcáreos (barras y surcos, dientes y fosetas), que se disponen de manera complementaria entre las valvas izquierda y derecha. Se pueden distinguir tres tipos básicos de charnela (Laprida y Ballent, 2008):

- 1) **Adonta**, es la más simple, formada por un surco y una barra en la valva complementaria.
- 2) **Merodonta**, más compleja, está formada por tres elementos: anterior (diente o foseta), medio (barra o surco) y posterior (diente o foseta).
- 3) **Anfidonta**, es el tipo más complejo de todos, en donde se observan cuatro elementos. En esta charnela el elemento medio se modifica en la región anterior, formando un diente y una foseta en la valva complementaria.

Además de estos tres tipos básicos existen otras variantes de acuerdo con la complejización de los elementos de la charnela (e.g., elementos crenulados, lobulados, etc.) (Scott, 1961).



**Figura 7.** Esquemas en vista lateral y dorsal de diferentes tipos de charnela (Modificado de Laprida y Ballent, 2008).

Yamada (2007) propone una nueva clasificación de las charnelas basándose en la posición del “ligamento” y la articulación de las valvas, diferenciando cuatro tipos. Según este autor, esta clasificación permitiría la comparación entre las charnelas de podocopidos, independientemente de su complejidad. Sin embargo, al perderse la cutícula en los ejemplares fósiles, la relación entre el “ligamento” y la charnela no se observa, haciendo que esta clasificación sea muy difícil de aplicar.

La **lamela interna calcificada** (en algunos textos se usa como sinónimo duplicadura, aunque no es exactamente correcto, ver párrafos precedentes), es portadora de estructuras que tienen importancia taxonómica (Fig. 8). Algunas de estas estructuras son (Kesling, 1961; Horne *et al.*, 2002; Karanovic, 2012):

-**Zona marginal** es el área de contacto con la lamela externa. El límite más interno de esta zona se llama **línea de concrescencia**.

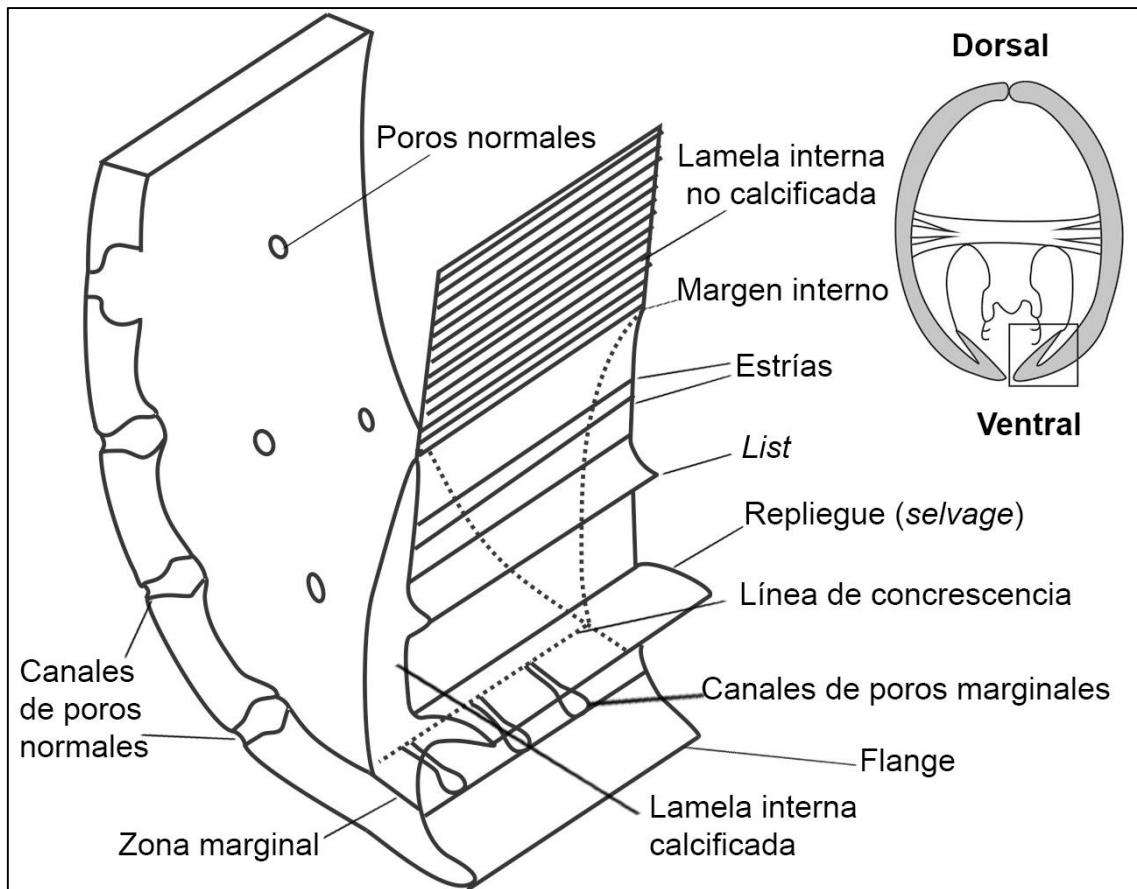
-El espacio entre la lamela interna y la externa se denomina **vestíbulo**. Cuando ambas lamelas están fusionadas (no existe vestíbulo), la línea de concrescencia es coincidente con el margen interno.

-El **margin interno** es el borde más próximo a la lamela interna calcificada, mientras que el **margin externo** es el borde más distal de la valva.

-El **repliegue (selvage)** es una cresta que corre subparalela al margen externo, se encuentra situada en la superficie externa de la lamela interna calcificada y su posición es diferente entre las valvas izquierda y derecha. Cuando el caparazón se cierra, el repliegue de la valva más pequeña se apoya sobre una línea de contacto en la lamela interna de la valva mayor. Su función es garantizar el cierre hermético de las valvas.

-El **list** es un repliegue secundario proximal, también pueden existir **estrías**.

- Reborde (**flange**) se denomina a la cresta distal del margen de contacto de las valvas, que está formado por la lamela externa y que en algunos casos está muy desarrollado.



**Figura 8.** Detalle de zona marginal de la valva, mostrando estructuras de la lamela interna y externa. Modificado de Kesling (1951).

Las valvas de los ostrácodos están perforadas por poros por los que extruyen setas sensitivas y existen dos tipos, los **poros normales** y los **poros en tamiz**. En la zona marginal se observan los **canales de poros marginales** (Fig. 8), que pueden ser rectos o curvos, simples o bifurcados o pueden ensancharse en algún punto (Van Morkhoven, 1962; Laprida y Ballent, 2008; Karanovic, 2012). Los poros en tamiz se encuentran presentes solo en Cytheroidea, están cerrados externamente por una placa perforada por una pequeña abertura, por la que sale la seta sensitiva, más otras varias aberturas menores dispuestas uniformemente alrededor (Frenzel *et al.*, 2016).

En los ostrácodos, la superficie del caparazón puede ser lisa o presentar diversos tipos de ornamentación, que puede variar en su grado de expresión dentro de una sola especie. Sin embargo, el patrón de ornamentación suele ser lo suficientemente constante

como para ser utilizado como un carácter específico (Sylvester-Bradley y Benson, 1971; Horne *et al.*, 2002; Smith y Delorme, 2010; Rodríguez-Lázaro y Ruiz-Muñoz, 2012). Sylvester-Bradley y Benson (1971) distinguen entre rasgos negativos y positivos de la ornamentación. Los primeros, incluyen hoyuelos o surcos (*sulcus, sulci*), pueden ser de varios tamaños y formas (*puncta, fossae*), un patrón reticulado se forma por *fossae* delimitadas por *muri*, a su vez, el fondo de la *fossae* está constituido por un *solum*. Un reticulado de segundo orden se forma cuando el *solum* también está reticulado. Una forma más fina de puntuación se conoce como faveolado. Con respecto a las ornamentaciones positivas, estas pueden ser tubérculos o nodos, simples o cubiertos con excrecencias verrucosas. Las espinas son prominencias cuya altura es mucho mayor que su diámetro y pueden presentar de muy diferentes morfologías. Además de la ornamentación, las valvas pueden presentar otras estructuras como expansiones alares (procesos huecos en la superficie ventral de la valva) y lóbulos (elevaciones que reflejan parte de la anatomía interna del ostrácodos) (Sylvester-Bradley y Benson, 1971; Laprida y Ballent, 2008; Smith y Delorme, 2010).

#### 1.3.4 Reproducción y ciclo de vida

Los ostrácodos tienen tres estrategias reproductivas (Martens, 1998; Horne *et al.*, 2002):

- 1) **Reproducción sexual**, existe cópula y fertilización de las hembras por parte de los machos. La gran mayoría de los ostrácodos marinos se reproduce sexualmente, también es común en ambientes continentales estables (*e.g.*, lagos antiguos).
- 2) **Exclusivamente partenogenética**, este tipo de reproducción es común en ostrácodos no marinos (especialmente Cypridocopina y Darwinulocopina), en donde las poblaciones están constituidas solo por hembras. Los Darwinulocopina constituyen un caso especial, y son conocidos como *ancient asexuals*, ya que se cree se

reproducen partenogenéticamente desde el Triásico Tardío, hace al menos 208 Ma (Martens *et al.*, 2003).

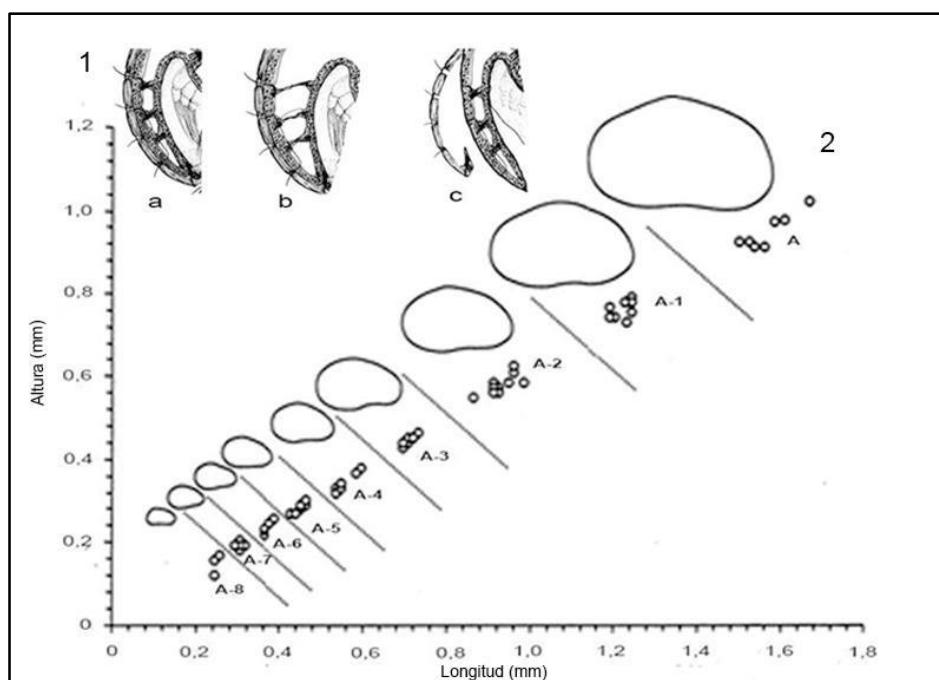
3) **Reproducción mixta**, especies que tienen poblaciones partenogenéticas y poblaciones sexuales (*e.g.*, partenogénesis geográfica de *Eucypris virens* (Jurine): poblaciones europeas partenogenéticas, pero con algunas bisexuales en Italia, España y Francia). Es muy común en Cyprididae, Candonidae y Cytherocopina no marinos.

En los ostrácodos el dimorfismo sexual es común y puede reflejarse en las valvas. Además de las impresiones de las góndadas en la cara interna de la lamela externa, la forma del caparazón puede ser diferente, los machos pueden ser mayores que las hembras, también pueden estar más inflados en la región posterior para alojar los órganos reproductivos (*e.g.*, candonidos y limnocytheridos). En aquellos podocopidos con cuidados parentales (Darwinulocopina y algunos Cytherocopina), son las hembras las que poseen un caparazón más inflado posteriormente (cámara de cría), donde se alojan huevos y los primeros estadios (Horne *et al.*, 2002; Laprida y Ballent, 2008; Smith y Delorme, 2009). Los Cypridocopina adhieren sus huevos sobre algún sustrato, como vegetación, conchas o granos de arena, para luego abandonarlos (Horne *et al.*, 1998).

El huevo de los ostrácodos está formado por una doble pared quitinosa-calcárea, y el espacio entre ambas está lleno de fluidos, características que los hacen resistentes al congelamiento y desecación (Smith y Delorme, 2010).

Como todos los artrópodos, los ostrácodos también crecen por ecdisis. Durante este proceso, el animal forma primero una nueva cutícula, luego eleva la osmolaridad de los fluidos internos, de esta forma aumenta la absorción de agua y cambia su volumen corporal, rompiendo la vieja cutícula; por último, se produce la calcificación de la lamela externa (Keyser, 2005) (Fig. 9). En los podocópidos el desarrollo generalmente consiste

en nueve estadios, ocho juveniles y un adulto. Las etapas de ecdisis o estadios se designan en orden descendente como A (= Adulto), A-1, A-2, etc. (Fig. 9). El primer estadio juvenil (A-8, metanauplio) ya está rodeado por dos valvas y tiene 3 pares de apéndices: antenas, anténulas y mandíbulas, en los darwinuloideos se agrega además un par de maxílulas (Meisch, 2000; Horne *et al.*, 2002). Con las progresivas mudas, se agregan más apéndices mientras que los apéndices existentes adquieren más setas, garras y segmentos (Horne *et al.*, 2002). Los órganos reproductores se desarrollan completamente recién en el adulto. En general los ostrácodos adultos no mudan, pero se han reportado algunos casos raros en podocópidos (Horne *et al.* 2002). En el caso de los fósiles, donde los apéndices no se preservan, las valvas juveniles pueden reconocerse (además del tamaño y contorno) por un menor desarrollo de la lamela interna calcificada (Smith y Delorme, 2009).



**Figura 9.** 1, Proceso de ecdisis generalizado en ostrácodos. a) estado normal, b) aumento del volumen corporal, c) ruptura de la vieja cutícula. 2. Ontogenia de *Eucypris virens*. (1 modificado de Keyser, 2005; 2 modificado de Smith y Martens, 2000).

### 1.3.5 Ecología

Los ostrácodos Podocopida son un grupo cosmopolita que ocupa prácticamente todos los ecosistemas acuáticos conocidos, incluso ambientes semiterrestres, como matas orgánicas húmedas o en el agua acumulada en las axilas de las bromelias (Smith y Delorme, 2009). Dentro de cada tipo de ambiente, la presencia de los diferentes taxones se ve afectada por una amplia cantidad de factores fisicoquímicos, incluyendo el tipo de hábitat, la estabilidad, profundidad del agua, nivel de energía, temperatura, salinidad, disponibilidad de oxígeno, composición iónica, presencia y tipos de macrófitos acuáticos, competencia y depredación, entre otros (Karanovic, 2012; Mesquita Joanes *et al.*, 2012). La temperatura del agua juega un papel importante en la supervivencia, crecimiento, reproducción y distribución geográfica de los ostrácodos, dependiendo de la especie. En general, en temperaturas altas, el desarrollo es más rápido y la esperanza de vida es más corta, mientras que en temperaturas bajas el crecimiento es más lento, de esta forma se alcanzan tamaños corporales más grandes (Mesquita Joanes *et al.*, 2012). Es lo que se conoce en general en la bibliografía como “poblaciones de verano” y “poblaciones de invierno” (Szczechura, 1971).

Con respecto a la composición iónica, es un factor que influye en la fisiología y ecología de los ostrácodos, ya que afecta la regulación osmótica. La salinidad constituye el mayor factor de control en ambientes marino marginales, donde los podocopidos pueden agruparse en especies marinas que toleran salinidades variables (*e.g.*, Cytherocopina y Pontocypridoidea); especies no marinas que pueden tolerar incrementos de salinidad (algunos Darwinuloidea y Cypridoidea); y especies de mezcla, que toleran fluctuaciones de salinidad, pero no se encuentran usualmente en agua dulce (cytheroideos y cypridoideos) (Smith y Horne, 2002). En los ambientes continentales, la evapotranspiración es la responsable del aumento en salinidad con el consecuente

aumento en la concentración de iones (calcita, yeso y otros), y los ostrácodos no marinos responden a estos ecotonos hidroquímicos (Smith y Horne, 2002).

La mayoría de los ostrácodos son bentónicos o nectobentónicos e intersticiales, solo un reducido grupo de Myodocopa es planctónico. En general, nadan entre plantas acuáticas en la zona litoral o fótica, mientras que los no nadadores, o formas bentónicas verdaderas, usan sus antenas bien desarrolladas y los primeros toracópodos para arrastrarse en la interfaz sedimento-agua o enterrarse (Smith y Delorme, 2010; Karanovic, 2012). Es gracias a este hábito bentónico/infaunal que muchas especies de ostrácodos son tolerantes a bajos contenidos de oxígeno disuelto (Mesquita-Joanes *et al.*, 2012).

La distribución de los ostrácodos en la interfaz agua-sedimento es irregular (en parches), ya que es función de la disponibilidad de materia orgánica, definición del sustrato, el tamaño de partículas sedimentarias de los primeros centímetros y de la estación anual (Smith y Delorme, 2009). La mayoría de los ostrácodos son detritívoros/herbívoros—solo algunos representantes de Myodocopida y Platycopida son filtradores (Karanovic, 2012)—, por lo que serán más abundantes en parches del sustrato con abundante materia orgánica, mientras que en substratos minerales esta abundancia será menor. También disminuirá con la profundización de la interfaz agua-sedimento (Smith y Delorme, 2010).

Los ostrácodos no poseen por sí mismos la capacidad de dispersarse por largas distancias, por lo que son transportados de forma pasiva por aves, anfibios, peces, corrientes de agua, etc. Una de las grandes ventajas adaptativas del grupo, particularmente de los Cyprididae, es la producción de huevos de resistencia, que pueden ser transportados por el viento, e incluso permanecen viables aún en barro seco. Algunas especies que no poseen huevos de resistencia desarrollaron otra estrategia de dispersión, donde el animal

entra en un estado tórpido y de esta forma también puede ser dispersado por agentes bióticos y abióticos (Karanovic, 2012; Mesquita-Joanes *et al.*, 2012).

### 1.3.6 Tafonomía

Al analizar una asociación fósil, en este caso de ostrácodos, uno de los principios a tener en cuenta es la aloctonía *vs.* autoctonía de los ejemplares, es decir, si la asociación representa una tanatocenosis o una tafocenosis. Una simple técnica para discriminar entre ambos tipos de asociaciones consiste en analizar la estructura poblacional a partir de las series de mudas. Potencialmente un individuo contribuye con 18 valvas (ocho mudas más el adulto), así, la proporción ideal en una población sería 1:8, sin embargo, las mudas de los primeros estadios son más frágiles y por lo tanto susceptibles a ser perdidas por procesos tafonómicos (Brouwers, 1988; Whatley, 1983, 1988; Boomer *et al.*, 2003). Teniendo en cuenta las proporciones adultos : juveniles (A:J) y valvas : caparazones (V:C) pueden definirse tipos de atributos tafonómicos de las asociaciones de ostrácodos fósiles (Boomer *et al.*, 2003):

**Tanatocenosis de baja energía** (Tipo A de Whatley, 1983, 1988): la proporción A:J es cercana a la ideal, con algo de pérdida de los primeros estadios por disolución, mientras que la proporción V:C es baja. Con el aumento de la energía esta asociación pasa a una **Tanatocenosis de energía moderada** (Tipo B de Whatley, 1983, 1988), aquí las valvas juveniles de los primeros estadios son removidas por las corrientes.

**Tafocenosis de baja energía** (Tipo C de Whatley, 1983, 1988): la proporción A:J es muy baja. Si la V:C es baja, la asociación fue transportada desde un ambiente de alta energía y depositada en uno de baja energía. Si en cambio la proporción V:C es alta entonces se trata de una **Tanatocenosis interrumpida** (mortalidad juvenil por eventos ambientales).

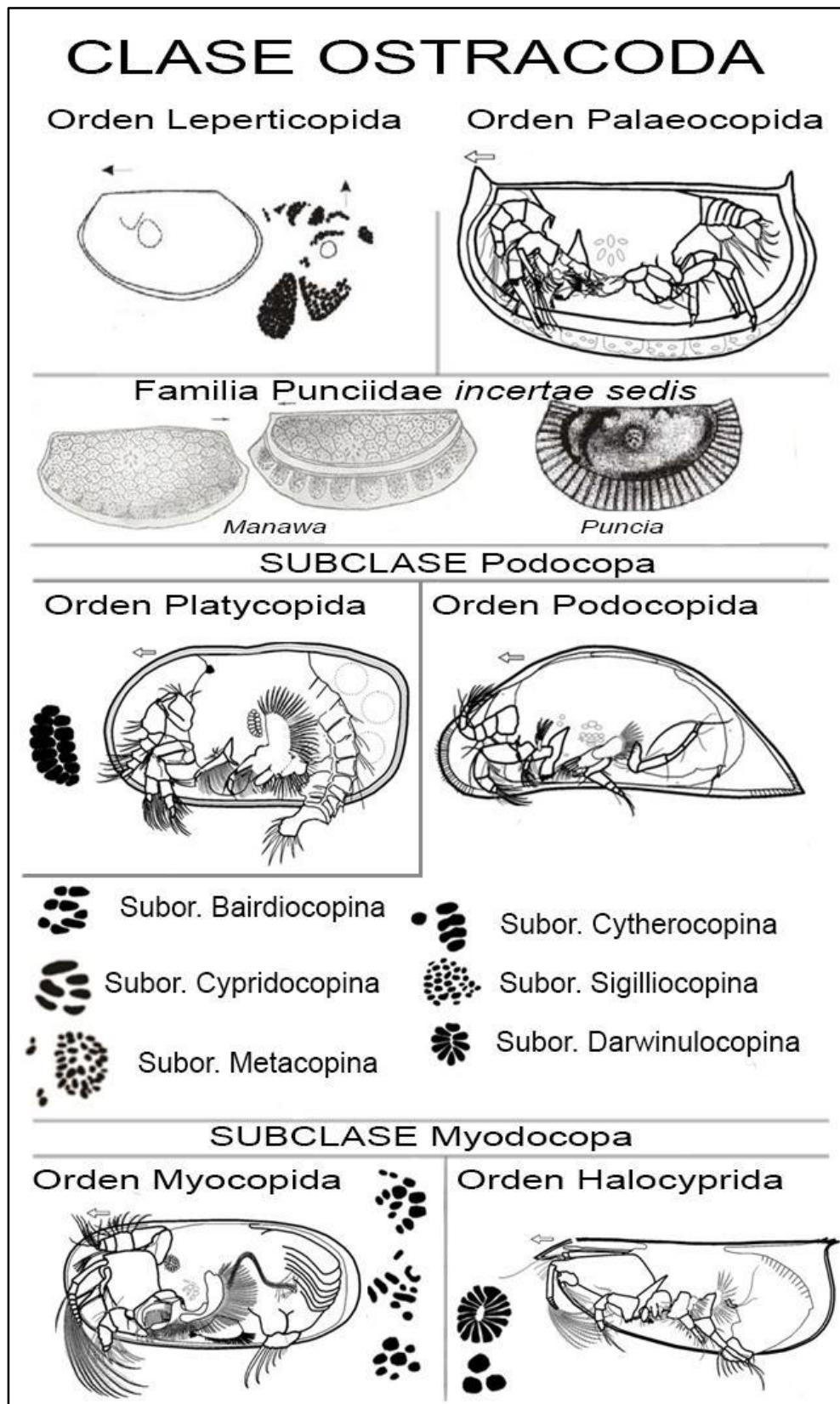
**Tafocenosis de alta energía:** las proporciones A:J y V:C son altas, si la proporción V:C es baja entonces puede tratarse de una **Tanatocenosis de alta energía**, donde también hubo transporte, pero igualmente puede considerarse buen indicador paleoambiental.

En el caso de la proporción V:C no solo deben ser tenidos en cuenta los procesos post-mortem, existen además otros factores biológicos los cuales dependen de la especie, como el tipo de charnela, el modo de vida y el grado de solapamiento de las valvas (Whatley, 1983, 1988; Boomer *et al.*, 2003).

### 1.3.7 Sistemática y breve historia evolutiva del grupo

Los ostrácodos ostentan el registro fósil más completo de los artrópodos, extendiéndose alrededor de 450 Ma desde el Ordovícico hasta el presente (Martens *et al.*, 1998; Rodríguez-Lázaro y Ruiz-Muñoz, 2012). En la clase Ostracoda se reconocen dos grandes linajes, las subclases Myodocopa y Podocopa, establecidos ya desde el Ordovícico (Fig. 10). Los Myodocopa incluyen ostrácodos casi exclusivamente marinos, con caparazón débilmente calcificado, cuyo registro fósil evidencia un estasis evolutivo de al menos 425 Ma (Siveter, 2008). Durante el Silúrico, incorporan el hábito pelágico (Horne, 2003). Durante el Paleozoico, tiene lugar otro grupo enigmático de ostrácodos, los Leperditicopida (Ordovícico–Devónico), cuya ultraestructura del caparazón es comparable con aquella de Myodocopida (Vannier *et al.*, 2001). Constituyeron un elemento muy común en asociaciones de baja diversidad de ambientes marino marginales y alcanzaron grandes tamaños (Siveter, 2008). Los Palaeocopida dominaban los mares durante el Paleozoico, y gran parte de este grupo se extinguie en el Triásico (Martens *et al.*, 1998; Rodríguez-Lázaro y Ruiz-Muñoz, 2012). La posición de los Leperditicopida y Palaeocopida dentro de la clase Ostracoda y su relación con los demás grupos de

ostrácodos es aún discutida, y es posible que Palaeocopida sea un grupo artificial (Siveter, 2008). Algunos autores incluyen dentro de este último grupo a los Puncioidea recientes (Horne, 2003; Rodríguez-Lázaro y Ruiz-Muñoz, 2012). El Devónico es un momento de recambio, ya que se extinguen los leperditicopidos y varios géneros del Paleozoico Temprano (Horne, 2003; Rodríguez-Lázaro y Ruiz-Muñoz, 2012). Se observa una gran diversidad de ostrácodos marinos en el Paleozoico Tardío (representados por los Podocopa Platycopida, Metacopida y los Bairdiocopina), es además durante el Carbonífero cuando se produce la primera invasión de los ambientes acuáticos continentales por parte de los Carbonitoidea y Darwinulocopina (Horne, 2003). La conquista de estos ambientes se produce de manera independiente a lo largo de la historia geológica por los tres grupos de ostrácodos no marinos existentes en la actualidad: Cytheroidea, Cypridoidea y Darwinuloidea. En el límite Permo/Triásico se reduce significativamente la diversidad de los Darwinulocopina, que llegan a la actualidad representados por seis géneros, mientras que los Carbonitoidea se extinguen a finales del Pérmico. El periodo comprendido entre el Jurásico y el Cretácico es testigo de una gran radiación adaptativa por parte de los cypridoideos y cytheroideos, que se advierte en la riqueza específica de estos grupos hoy en día (Horne, 2003).



**Figura 10.** Síntesis de la clasificación de la clase Ostracoda según Martin y Davis (2001) e incluye modificaciones posteriores Horne *et al.* (2002) y Liebau (2005).

## 1.4 FORAMINIFERA

Al hallarse abundantes foraminíferos durante el procesamiento de las muestras se decidió incluirlos como objeto de estudio. A continuación, a modo introductorio, se realizará una breve reseña del grupo, particularmente del Orden Rotaliida.

### 1.4.1 Características generales

Los foraminíferos son pequeños organismos unicelulares que pertenecen al reino Chromista—infrareino Rhizaria, subphylum Foraminifera (Ruggiero *et al.*, 2015). Poseen una conchilla de morfología y composición variable, cuyo tamaño puede oscilar entre los 0,02 mm y 110 mm (Arenillas, 2004; Náñez y Malumián, 2007). La conchilla puede ser orgánica, aglutinada, estar constituida por carbonato de calcio en forma de calcita o aragonita y/o rara vez silícea (Náñez y Malumián, 2007). En el caso del orden Rotaliida, la pared de la conchilla es calcárea hialina y está compuesta principalmente por calcita con bajo contenido de magnesio. Los cristales de calcita pueden disponerse desordenadamente o de manera perpendicular a la superficie (Boersma, 1998; Armstrong y Brasier, 2005; Náñez y Malumián, 2007). Los foraminíferos poseen pseudópodos que se denominan **granuloreticulopodios**, se trata de extensiones citoplasmáticas delgadas y filamentosas que se anastomosan formando una red y que portan gránulos (Boersma, 1998; Arenillas, 2004; Náñez y Malumián, 2007) (Fig. 11). Su registro fósil data desde el Cámbrico y persisten hasta el presente, se estima que existen alrededor de unas 5.000 especies vivientes. Estos organismos constituyen uno de los grupos de mayor importancia en la micropaleontología.

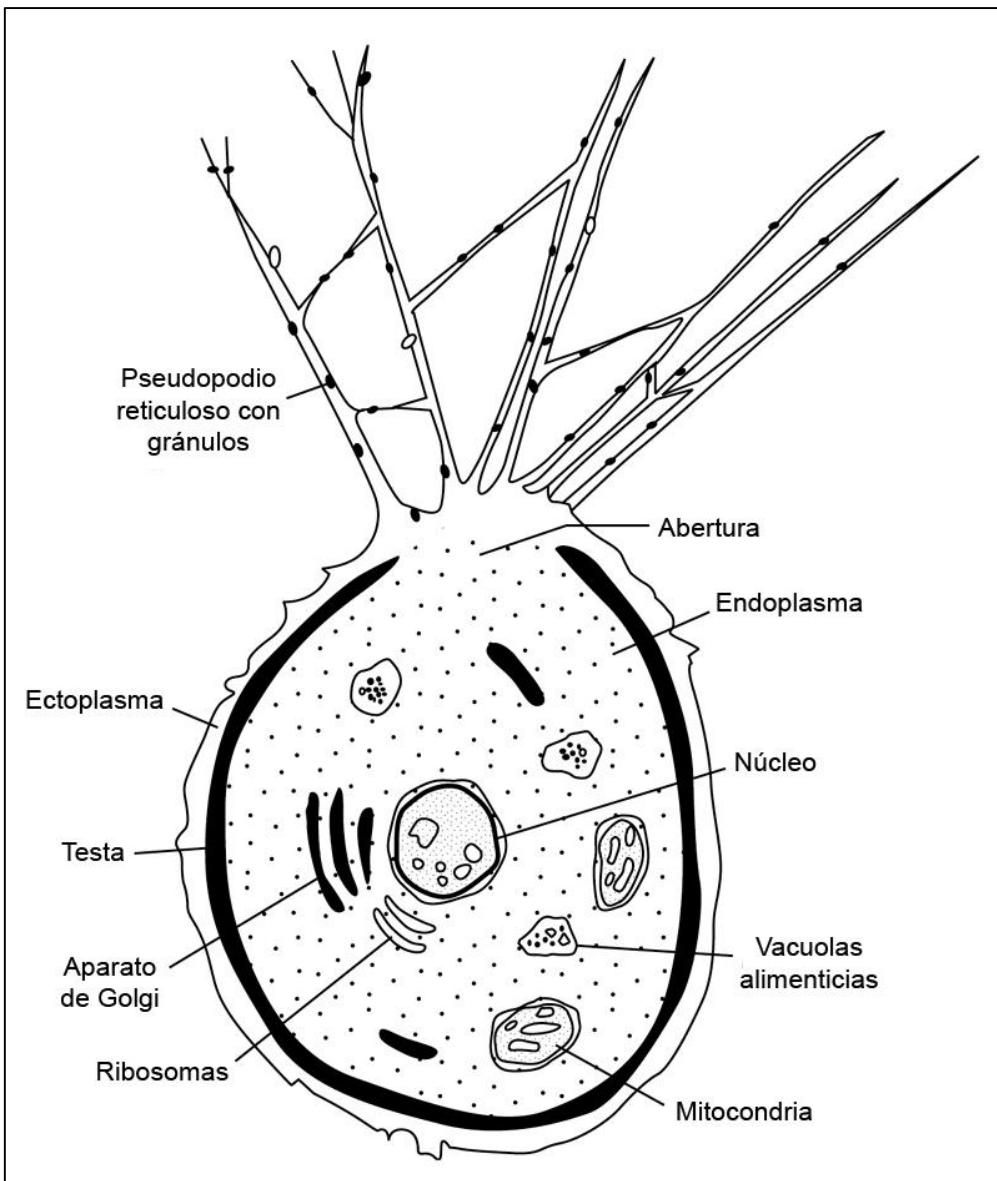
Los foraminíferos son predominantemente marinos, y en general estenohalinos (tolerantes a pequeñas variaciones en los niveles de salinidad). Las comunidades con mayor diversidad y morfologías más complejas se presentan en los mares tropicales y subtropicales, donde también se desarrollan los ejemplares de mayor tamaño (Boersma,

1998). Presentan principalmente dos modos de vida, los foraminíferos **planctónicos** pertenecen al suborden Globigerinina, (resultan útiles para realizar estudios bioestratigráficos y paleoceanográficos), mientras que el resto de los órdenes, que poseen un hábito **bentónico** (son útiles para efectuar reconstrucciones paleoambientales) (Armstrong y Brasier, 2005).

Su ciclo reproductivo está constituido por una alternancia de generaciones dimórficas haplo-diplontes y este dimorfismo queda reflejado en las conchillas: a) la generación **gamonte** es haploide, uninucleado, con una conchilla megalosférica (prolóculo relativamente grande) y pocas cámaras, forma las gametas; y b) generación **agamonte** es diploide, plurinucleado, microsférico (prolóculo relativamente pequeño, numerosas cámaras), y origina a los gamontes por fisión binaria (Loeblich y Tappan, 1964; Boersma, 1998; Armstrong y Brasier, 2005).

#### 1.4.2 Morfología de la célula

En los foraminíferos el citoplasma se diferencia en un **endoplasma** o citoplasma cameríal y un **ectoplasma** o citoplasma pseudopodial. En el endoplasma se da el metabolismo general y contiene uno o más núcleos y organelas, el ectoplasma se proyecta hacia el exterior a través de una abertura o de perforaciones de la conchilla (Arenillas, 2004; Náñez y Malumián, 2007) (Fig. 11). Los granuloreticulopodios se utilizan en la locomoción, captura, ingestión y digestión de alimentos, eliminación de desechos y en la construcción de la conchilla (Loeblich y Tappan, 1964; Náñez y Malumián, 2007). Los foraminíferos se alimentan de diatomeas, otros protozoos, pequeños crustáceos, y moluscos, entre otros (Armstrong y Brasier, 2005).

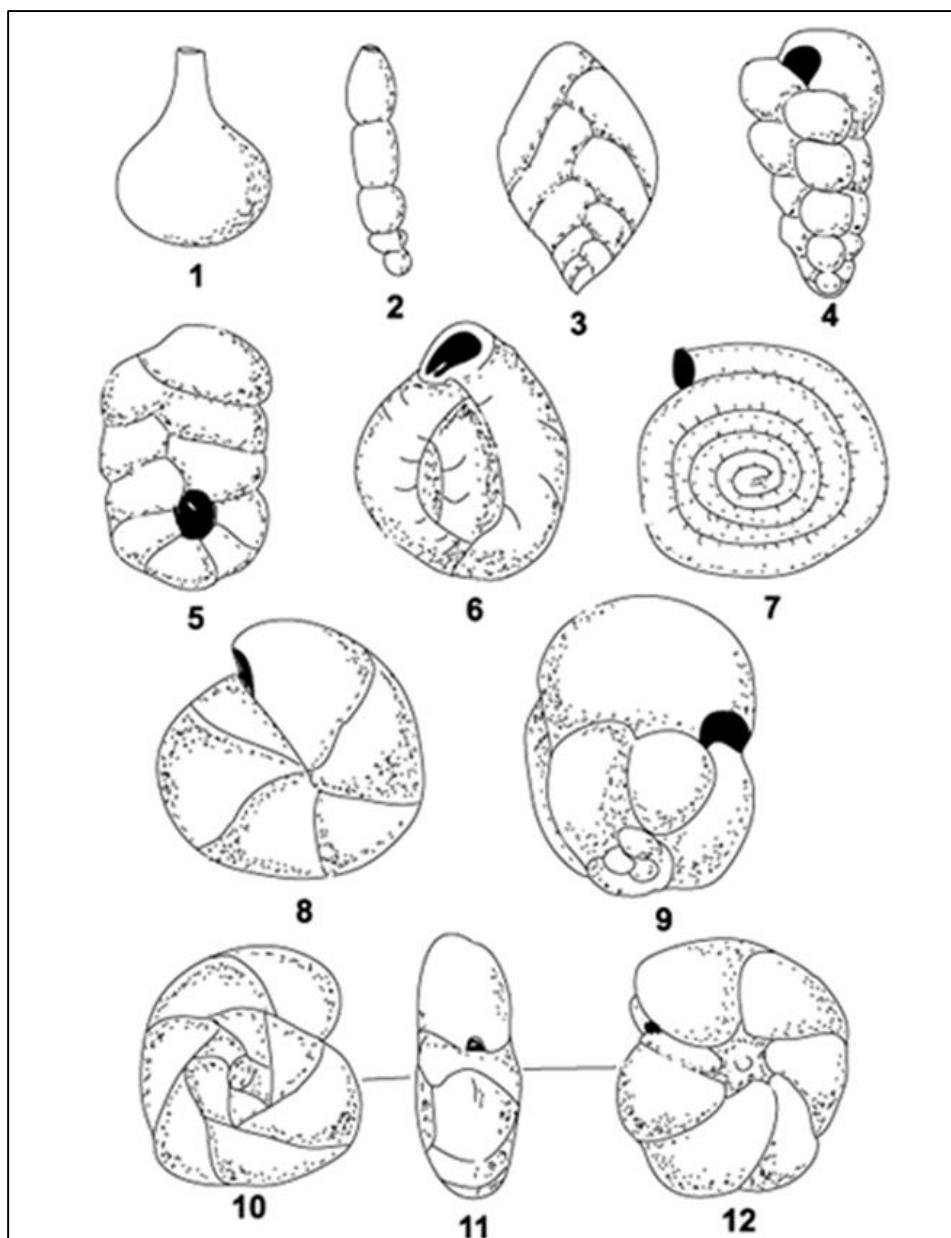


**Figura 11.** Vista en sección transversal de un foraminífero bentónico vivo unicameral. (Modificado de Armstrong y Brasier, 2005).

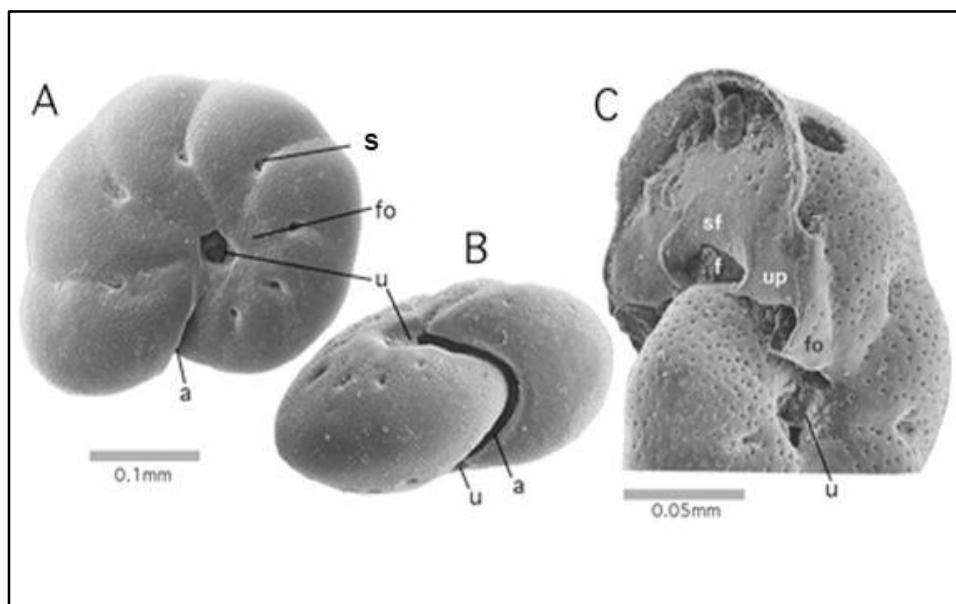
#### 1.4.3 Morfología de la conchilla

La conchilla de los foraminíferos puede presentar morfologías sumamente variadas (arreglo de las cámaras), que de acuerdo con el número de cámaras se pueden clasificar en uniloculares o multiloculares. Los foraminíferos uniloculares pueden presentar diferentes formas y tipos de enroscamiento (Fig. 12.1) (Loeblich y Tappan, 1964; Náñez y Malumián, 2007). En los multiloculares, la primera cámara o **prolóculo** es seguida por otras, estas cámaras se encuentran a su vez delimitadas por tabiques o

**septos** internos, que se expresan como **suturas** en la cara externa de la conchilla (Loeblich y Tappan, 1964; Arenillas, 2004; Náñez y Malumián, 2007) (Fig. 13). El arreglo de las cámaras en las conchillas multiloculares es muy variado, pueden disponerse en series **unisoriales** de manera rectilínea o arqueada; si se agregan dos cámaras por vuelta la disposición es **biserial**; si se agregan tres, la disposición será entonces **triserial** (Fig. 12.2–5) (Armstrong y Brasier, 2005). Cuando la conchilla está enroscada puede disponerse de forma planoespiral, trocoespiral o estreptoespiral (Fig. 12.7–12). Si todas las cámaras son visibles, la conchilla es evoluta; si existe una marcada superposición y nada más se distinguen las cámaras de la última vuelta, la conchilla es involuta (Fig. 12.7–8). A partir de estos tipos de enroscamientos básicos se desarrollan variantes típicas de grupos particulares—*e.g.*, enroscamiento tipo miliólido (Fig. 12, 6) cíclico-anular, tipo fusulínido, etc.—(Armstrong y Brasier, 2005; Náñez y Malumián, 2007). La conchilla está provista de una **abertura principal** por donde emerge el protoplasma, está ubicada en la última cámara, puede ser un orificio simple o múltiple con formas muy variadas (circular, de ranura, lazo, radiada, entre otros) y estar ubicada en diferentes posiciones (terminal, subterminal, interiomarginal, etc.). El lado de la última cámara donde se encuentra la abertura principal se denomina cara apertural. Cuando se suma una nueva cámara, la cara apertural pasa a ser interna, transformándose en un septo, la vieja abertura ahora se denomina foramen y permite el pasaje del citoplasma interiormente (Náñez y Malumián, 2007).



**Figura 12.** Tipos de enroscamientos. 1) Unicameral. 2) Multicameral Uniserialado. 3) Biseriado. 4) Triseriado. 5) Planoespiral a biserial. 6) Miliólido. 7) Planoespiral evoluto. 8) Planoespiral involuto. 9) Estreptoespiral. 10, 11 y 12) Trocoespiral, en vistas espiral, lateral y umbilical. Extraído de Loeblich y Tappan (1964).



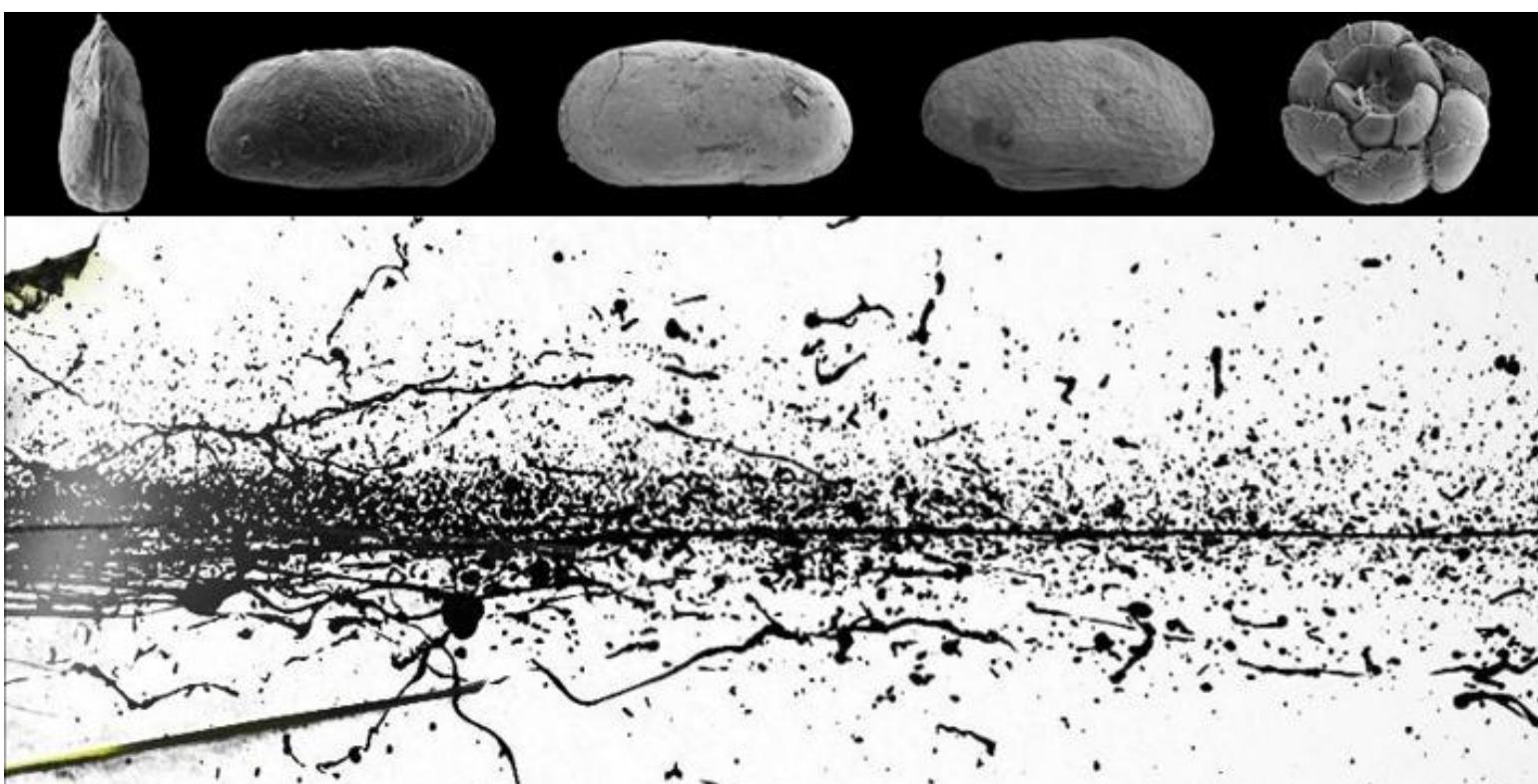
**Figura 13.** Morfología externa de la conchilla de un foraminífero planoespiral, en vista espiral. A: Vista lateral; B: Vista apertural; C: vista oblicua. a: abertura; sf:cara septal (septo), u: ombligo, s:suturas, f: foramen., ca: cara apertural. Extraído y modificado de Hottinger (2006).

#### 1.4.4 Ecología/Paleoecología

Los foraminíferos presentan dos modos de vida claramente diferenciados: bentónico y planctónico; los bentónicos, a su vez se pueden clasificar en epifaunales (epibentónicos; cuando viven sobre el sedimento) o infaunales (endobentónicos; viven dentro el sedimento). Muchos foraminíferos bentónicos tienen distribuciones esencialmente cosmopolitas, tanto en la actualidad como en el pasado.

Con respecto a su hábitat, los foraminíferos son casi exclusivamente marinos; existen algunas especies que pueden habitar aguas mixohalinas tales como lagunas litorales o sublitorales (Loeblich y Tappan, 1964; Murray, 1991). También han sido registrados asociados a ostrácodos no marinos, en lagunas salinas de distintas provincias del país (Mendoza, San Luis, La Pampa, Río Negro y Buenos Aires), en particular, el género *Ammonia* Brünnich es conocido por ser tolerante a condiciones de salinidad y

oxígeno reducidos (Calvo-Marcilese *et al.*, 2011, 2019; Cusminsky *et al.*, 2005, 2011; Laprida 2006; D 'Ambrosio *et al.*, 2017).



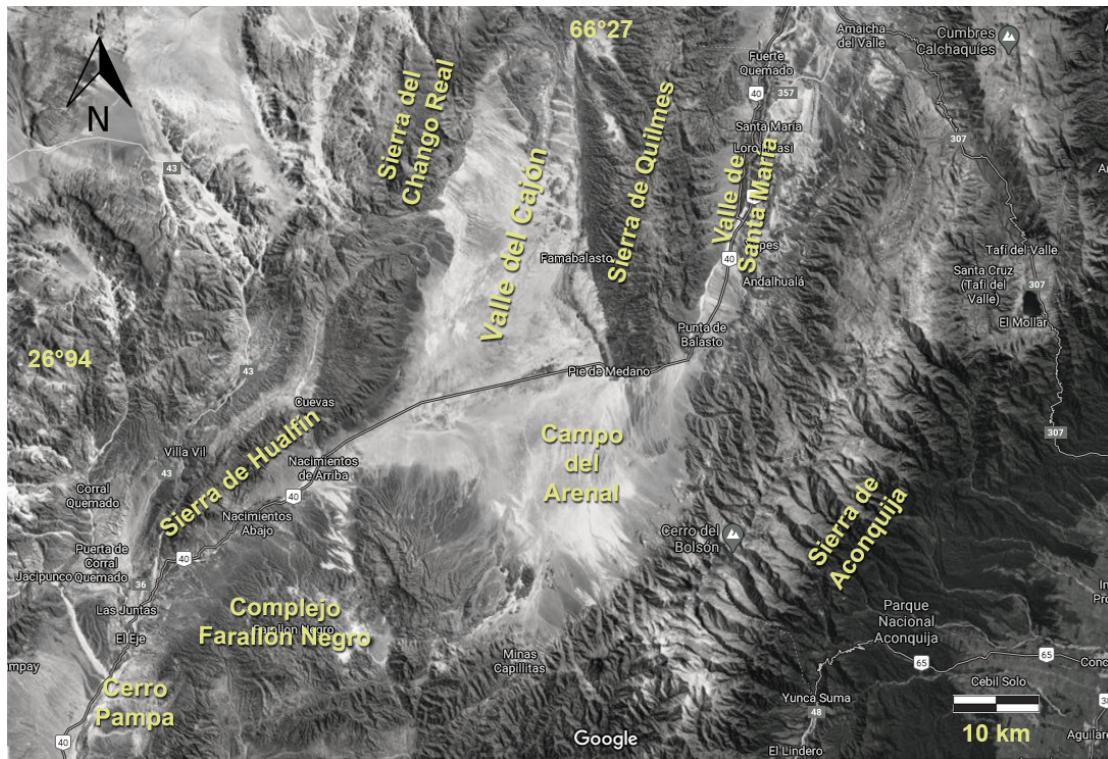
# **CAPÍTULO 2.**

## **MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO**



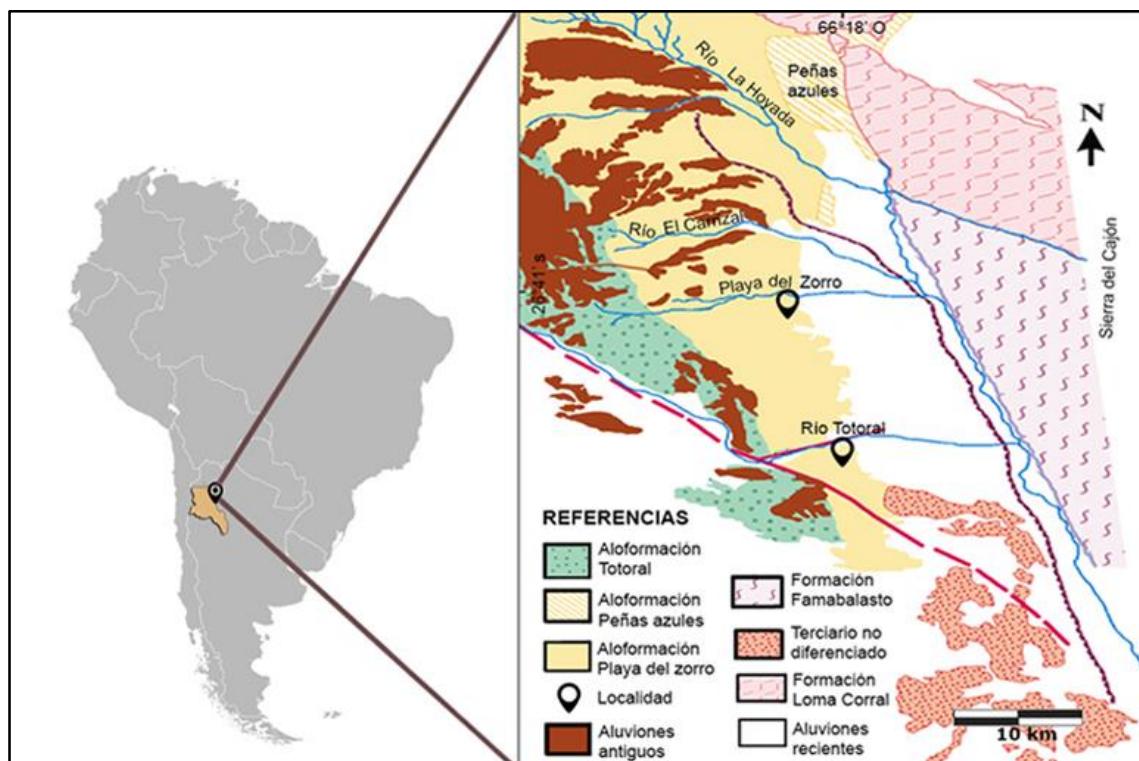
## 2.1 VALLE DEL CAJÓN

Los valles Calchaquíes constituyen un sistema de valles y montañas del noroeste de la República Argentina que se extienden de norte a sur por 520 km. Integran un conjunto de secuencias sedimentarias neógenas que comprenden la Cuenca de Santa María-Hualfín (Catamarca y Tucumán), el Valle del Cajón (Catamarca) y el Valle Calchaquí propiamente dicho (sur de Salta) (Herbst *et al.*, 2000). El Valle del Cajón es una depresión elongada en sentido norte-sur que se estrangula hacia el norte, por lo que visto en planta tiene una forma de V invertida separando los ambientes de Puna y Sierras Pampeanas; se extiende por 55 km, con un ancho máximo de 5 km. Se encuentra ubicado hacia el noroeste de la provincia de Catamarca (Argentina), entre la Sierra del Cajón o de Quilmes al este y la Sierra de Chango Real al oeste (Figs. 14 y 15) (Turner, 1973; Malizia *et al.*, 1990; Vides y Bazán, 2004).



**Figura 14.** Mapa de ubicación Valle del Cajón, del Valle de Santa María y de la Sierra de Hualfín. Mapa satelital tomado de Google Maps.

Ambas cadenas montañosas están constituidas por basamentos de rocas cristalinas del Precámbrico–Paleozoico y son las rocas más antiguas registradas en el entorno, se presentan muy deformadas por tectonismo y metamorfizadas (Malizia *et al.*, 1990, Bossi *et al.*, 2001; Parra y Morales, 2003). En este valle se distinguen filitas, esquistos, gneis y migmatitas que fueron intruidos por granitos, especialmente en Chango Real, y por rocas filonianas en la Sierra de Quilmes (Vides y Bazán, 2004). En discordancia presenta depósitos sedimentarios de edad Cenozoica, cuyo espesor alcanza los 1.900 m (Bossi *et al.*, 1993). La extensión original de la cuenca (Valle de Santa María y del Cajón), debió alcanzar los 110 km aproximadamente, considerando un extremo en el borde oriental de la Puna (Sierra de Chango Real) y otro, en el Macizo Tucumano (Cumbres Calchaquíes y Sierra del Aconquija) (Bossi *et al.*, 1993).



**Figura 15.** Mapa geológico del Valle del Cajón (modificado de Morton, 2004 y Bossi *et al.*, 1992).

Peirano (1943) fue el primero en prospectar la columna estratigráfica miocena, y efectuó gran cantidad de hallazgos (aves, roedores, notoungulados y xenartros) en el área del Molle Grande y Peñas Azules, pero sin tener una posición estratigráfica precisa (Nasif *et al.*, 2019). Por su parte, Turner (1962, 1973) fue el primero en diferenciar los afloramientos neógenos del valle, dividiéndolos en tres formaciones: El Morterito, asignada al “Calchaquense” (base), El Áspero “Calchaquense–Araucanense” y su homónimo El Cajón “Araucanense”. Turner (op. cit.) denominó a este conjunto como “Grupo el Bolsón”, constituido limolitas, arcillitas, areniscas y conglomerados. Los elementos sedimentarios y volcánicos del Grupo El Bolsón fueron afectados por movimientos tectónicos atribuibles al Ciclo Andino. Posterior a este ciclo de ascenso de bloques tectónicos, sobrevino un proceso de erosión que dio lugar a una superficie erosiva infrayacente a los sedimentos cuaternarios, denominado *Punaschotter*, constituido por fragmentos de rocas de la Puna (al norte de la zona de estudio) (Turner, 1973). Malizia *et al.* (1990) dividieron a su vez a la Formación El Morterito en tres secuencias de facies, caracterizadas de la siguiente manera:

**Asociación de facies A**, constituye los primeros 230 m de la secuencia sedimentaria y está formada por depósitos granodecrescentes de conglomerados matriz soportados finos a medianos y areniscas. Estos depósitos son interpretados como ríos entrelazados cíclicos.

**Facies B**, está integrada por una secuencia sedimentaria de fangolitas y areniscas finas verdosas, grises y rojizas, con evidente continuidad lateral, junto con varios niveles de toba. El depósito tiene unos 80 m de espesor en el norte volviéndose más delgada hacia el sur (localidad Río Totoral). Presenta escasas estructuras sedimentarias, formadas por laminación paralela y estratificación cruzada planar. En la base, se registraron varios niveles fosilíferos (gastrópodos, ostrácodos, bivalvos y escamas de peces).

**Facies C**, posee características similares a la facies A, ya que está constituida por conglomerados y areniscas. Desde un punto de vista paleoambiental se la puede asociar a depósitos de ríos entrelazados.

Malizia *et al.* (1990) correlacionó las facies A y B con las formaciones Saladillo y San José (Grupo Santa María), respectivamente. Tras un análisis posterior de subsuelo, se demostró que tal correlación entre las facies de ambas formaciones no existe (Sosa Gómez y Georgieff, 2014).

La estratigrafía del Neógeno del valle fue redefinida por Bossi *et al.* (1992), quienes dividieron los afloramientos en tres secuencias formadas por unidades limitadas por discordancias. Por tal motivo Bossi *et al.* (1992) proponen definirlas como aloformaciones o secuencias de 3<sup>er</sup> orden, denominadas Peñas Azules (Secuencia I), Playa del Zorro (Secuencia II) y El Totoral (Secuencia III) (Fig. 16). La Aloformación Peñas Azules; equivalente a la unidad inferior de la Formación Morterito (Mioceno medio) aflora en la parte oriental del valle, se apoya de manera discordante sobre el basamento metamórfico de la Formación Loma Corral (Turner, 1973; Vides, 2009). La secuencia consiste en areniscas finas, con abundantes paraclastos de toba, que alternan con areniscas medianas a gruesas con rodados volcánicos (Vides, 2009). Hay escasos niveles de paleosuelos (Mortimer *et al.*, 2007). La base de la secuencia presenta limolitas rojizas no estratificadas, bien seleccionadas, similares a *paleoloess* (Bossi *et al.*, 1992, 2000). La Aloformación Playa del Zorro; equivalente a la unidad media de la Formación Morterito (Mioceno tardío–Plioceno) es la más conocida y la que presenta buenas exposiciones, ocupa la parte central del Valle del Cajón; y es la unidad objeto del presente estudio micropaleontológico (será tratada con detalle más adelante). La Aloformación Totoral (Plioceno–Pleistoceno) se apoya en discordancia sobre la Subsecuencia II<sup>d</sup> (Aloformación Playa del Zorro), es una sucesión granocreciente integrada por

conglomerados petromícticos, con intercalaciones lenticulares de areniscas castaño-grisáceas, mal seleccionadas. El tope de esta unidad está definido por una discordancia angular con los niveles conglomerádicos del Cuaternario (Bossi *et al.*, 1992; Bossi *et al.*, 2000; Vides, 2009). Mortimer *et al.* (2007) asocian los depósitos de estas sedimentitas a un ambiente de abanico aluvial.

Bossi *et al.* (1997) correlacionaron estas unidades aloestratigráficas del Valle del Cajón con las litoestratigráficas del Valle de Santa María y Hualfín-Las Cuevas (Tab. 2).

| Edad Ma.  | Turner, 1973              | Bossi <i>et al.</i> ., 1992                       | Muruaga, 1998               | Bossi y Palma 1982  |
|-----------|---------------------------|---|-----------------------------|---|
|           | Valle del Cajón           |   | Hualfín-Las Cuevas          | Valle de Santa María                                      |
| >2<br>2,4 | Formación<br>El Cajón     | Aloformación<br>Totoral<br>(Secuencia III)        | Punaschotter                | Formación Yasyamayo                                       |
|           |                           |   | Formación<br>Corral Quemado | Formación<br>Corral Quemado                               |
|           |                           |   | Formación<br>Andalhuala     | Formación Andalhuala                                      |
| 10        | Formación<br>El Áspero    | Aloformación<br>Playa del Zorro<br>(Secuencia II) | Formación<br>Chiquimil      | Mb. Chiquimil A<br>Congl.<br>Ampajanjo<br>Mb. Chiquimil B |
|           |                           |   | Mb. El Jarillal             |   |
|           |                           |   | Mb. El Áspero               |   |
| 11 a 13   | Formación<br>El Morterito | Aloformación<br>Peñas Azules<br>(Secuencia I)     | Formación Las Arcas         | Formación Las Arcas                                       |
|           |                           |   |                             | Formación San José  |
|           |                           |   |                             | Formación Saladillo<br>Formación Yacomisqui               |
|           | (Peneplanicie)            | (Peneplanicie)                                    |                             |   |

**Tabla 2.** Síntesis de la correlación estratigráfica según distintos autores (Extraído y modificado de Bossi *et al.*, 1999).

Bossi *et al.* (2001) con base en los análisis del flujo de las paleocorrientes y la litoestratigrafía, concluyeron que durante el Neógeno en el Valle del Cajón, las condiciones en el sistema de dispersión aluvial eran cambiantes. Entre los 9 y 7 Ma, las condiciones climáticas (régimen climático semiárido y estacional, aunque con períodos de lluvias torrenciales) y tectónicas—el ascenso de la sierra de Quilmes, que separó los Valles de Santa María (hacia el este) y del Cajón (hacia el oeste)—permítieron el desarrollo de lagos de variables dimensiones en prácticamente todas las subcuencas miocenas de la provincia de Catamarca (Parra y Morales, 2003; Georgieff *et al.*, 2012a).

### 2.1.1 Aloformación Playa del Zorro - Secuencia II

Es la unidad mejor conocida y de donde provienen los microfósiles aquí estudiados. El perfil tipo se encuentra en la localidad de Puesto Molle Grande, presenta 927 m de espesor, este perfil alcanza su máxima potencia de unos 1.288 m (Bossi *et al.*, 1992; 2000; Vides, 2009). Se apoya sobre la Aloformación Peñas Azules a través de una discordancia angular suave (Bossi *et al.*, 2000; Vides, 2009). Del lado del Valle de Santa María, los mismos depósitos pelíticos y areniscas-conglomerádicas se denominaron formaciones Chiquimil y Andalhuala (Catamarca y valles Calchaquíes) (Georgieff *et al.*, 2012b) (Tab. 2).

Bossi *et al.* (1992), Vides y Bazán (2004) y Vides (2009) identificaron cinco subambientes en la localidad Río Totoral: a) lago, representado por pelitas y areniscas finamente laminadas con abundante yeso; b) orla de lago, formada por areniscas y fangolitas con abundantes moluscos (bivalvos y gastrópodos) y areniscas medias con estratificación cruzada; c) interfluvios pasivos, integrados por areniscas finas bioturbadas con rizoconcreciones, calcretos y algunas capas de yeso, y facies de conglomerados finos depositados por mantos de crecida; d) interfluvios activos, constituidos por areniscas finas y medias con abundantes rodados; y finalmente, e) canales formados por conglomerados gruesos.

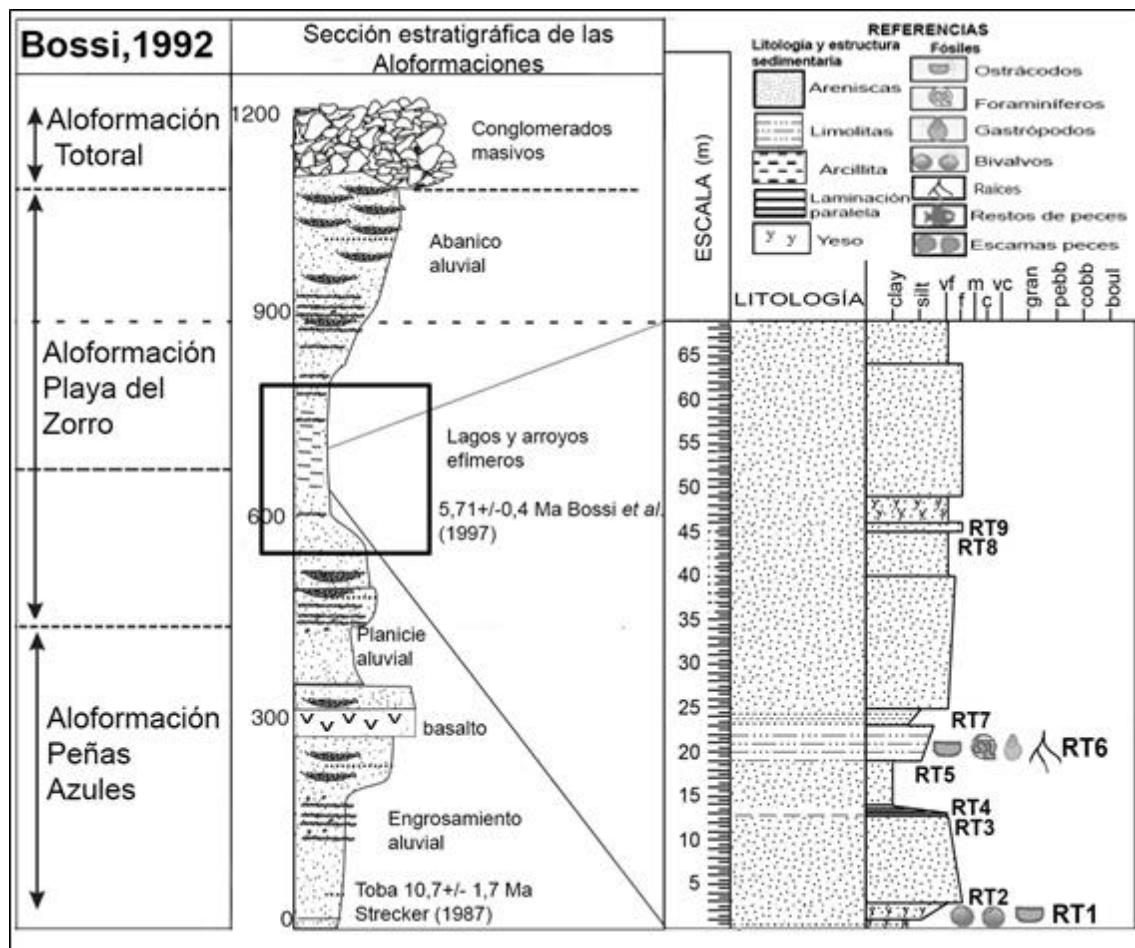
Bossi *et al.* (1992) dividen a la Secuencia II, en cuatro subsecuencias (Fig. 16):

**Subsecuencia IIa:** la parte inferior está constituida por areniscas verde oliva oscuro y diamictitas amarillo verdosas macizas, junto con conglomerados volcánicos asociados a un conjunto de coladas basálticas, seguidas por areniscas finas a macizas, areniscas finas friables eólicas y niveles de limolitas (loésicos) edafizadas, junto con calcretos. Posee espesor de 263 m (Bossi *et al.*, 1992; 2000).

**Subsecuencia IIb:** areniscas finas, escasas gruesas con estratificación cruzada tabular, lenticular tangencial simple y planar heterogénea, que alternan areniscas finas macizas, moteados y rizoconcreciones frecuentes y en ocasiones resultan abundantes. Esta sección posee una potencia de 320 m (Bossi *et al.*, 1992).

**Subsecuencia IIc:** esta sección es de origen lacustre. Constituida por limolitas amarillas, también verdes oscuras, con estratificación delgada, paralela y ondulítica. Con concreciones yesíferas y calcáreas, areniscas finas laminadas paralelas y ondulíticas. Algunos niveles de areniscas son ricos en pelecípodos y gastrópodos. Estos niveles alcanzan un espesor de 80 m. La parte superior es una sucesión granocreciente donde alternan areniscas finas a medias con estratificación cruzada, que hacia el techo se hacen gruesas, conglomerádicas y estratificadas. Los escasos conglomerados presentan clastos volcánicos. Las areniscas finas alternan con limolitas macizas bioturbadas y pobemente edafizadas. La potencia total es de 315 m (Bossi *et al.*, 1992; Mortimer *et al.*, 2007).

**Subsecuencia IIId:** areniscas con estratificación cruzada tabular heterogénea y paralela, alternando con areniscas finas, laminadas, convolutas y areniscas medianas macizas. Con escasa bioturbación. Los conglomerados presentan rodados de migmatitas, ectinitas y areniscas arcósicas y calcáreas. El espesor de esta subsecuencia es de 310 m.



**Figura 16.** Perfil estratigráfico del Valle del Cajón, se advierte un detalle de la sección lacustre de la Aloformación Playa del Zorro, localidad Río Totoral. Modificado de Mortimer *et al.* (2007).

## 2.2 CERRO PAMPA Y HUALFÍN

La segunda área de estudio se encuentra ubicada en la vertiente occidental del Cerro Pampa (departamento Belén, provincia de Catamarca) y pertenece al ámbito de las Sierras Pampeanas (Segovia, 2004). Al norte se destaca el Complejo Volcánico de Aguas de Dionisio, hacia el oeste se encuentra la depresión surcada por el río Los Nacimientos y las Sierras del Durazno, hacia el sur-sureste cruzan las Sierras de Belén (Bossi *et al.*, 1999; Garralla *et al.*, 2012) (Fig. 14). Este cerro presenta una extensa superficie peneplanizada y sobre ella se apoya una potente capa de sedimentos del Cenozoico, pertenecientes al Grupo Santa María (Mioceno medio–Plioceno) (Muruaga, 2001a); en la

que se pueden reconocer las formaciones Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala y Corral Quemado (Fig. 17) (Moyano, 2003; Segovia, 2004).

En el extremo norte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, junto al borde suroriental de la Puna, aflora un importante espesor de sedimentos clásticos cenozoicos, incluidos en lo que se denominó Subcuenca de Hualfín, porción sudoeste de la Cuenca de Santa María-Hualfín (Muruaga, 2001b; Muruaga y Bossi, 1999) (Fig. 14). Según Muruaga (2001a) las rocas aflorantes alrededor de la sierra de Hualfín están compuestas por:

- 1) Basamento cristalino representado por metamorfitas de bajo grado de la Formación Loma Corral (Precámbrico–Cámbrico inferior) intruidas por ortogneis de la Formación Chango Real (Cámbrico) (Muruaga, 2001a; Seggiaro *et al.*, 2014).
- 2) Sedimentación del Cenozoico que se apoyan discordantemente sobre el basamento, y consiste en sedimentos cuaternarios con depósitos de acarreo (abanicos aluviales, coluviales, terrazas fluviales y dunas eólicas).

El Cenozoico está representado aquí también por el Grupo Santa María (Bossi y Palma, 1982), integrado por las formaciones, (de base a techo), San José, Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala, Corral Quemado y Yasyamayo (Tab. 2). Al oeste de la Sierras de Hualfín y el Durazno, (Riggs y Paterson, 1939; Peirano, 1956; Marshall *et al.*, 1979; Butler *et al.*, 1984; Bossi *et al.*, 1987, 1993 y 1994; Allmendinger, 1986; Flynn y Swisher, 1995; Gavriloff *et al.*, 1998; Muruaga y Bossi, 1999); afloran solamente las sedimentitas de las formaciones Las Arcas, Chiquimil y Andalhuala. En la sierra de Hualfín, la secuencia basal del Complejo Volcánico Farallón Negro es equivalente a las facies condensadas dentro de la Formación Las Arcas (Galván y Ruiz Huidobro, 1965; Bossi *et al.* 1987) y las secuencias volcanoclásticas media y superior del Complejo Volcánico

Farallón Negro se correlacionan con el Miembro El Áspero de la Formación Chiquimil (Bossi y Palma 1982).

### 2.2.1 Formación Chiquimil

La Formación Chiquimil (Riggs y Patterson, 1939; Bossi *et al.*, 1999) es litológicamente muy variable y se inicia con un notable y continuo nivel de tefras denominado informalmente Tefra Quillay (Garralla *et al.*, 2012, Báez *et al.*, 2018). Se compone de areniscas volcánicas de color amarillo-gris, verde y marrón, y limolitas arenosas con un espesor de 750–900 m (Marshall y Patterson, 1981; Bossi y Palma, 1982; Bossi *et al.*, 1987; Martínez, 2010). Estos depósitos son lacustres en la parte inferior, fluviales arenosos y conglomerádicos en la sección superior (Ibañez, 2001). La Formación Chiquimil, además, varía su sedimentación de sur a norte: depósitos de sistemas fluviales en el sur (provincia de Catamarca), depósitos lacustres en el centro (provincia de Tucumán) y un lago salino tipo *sabkha* en el norte (provincia de Salta) (Ibañez, 2001, Georgieff *et al.*, 2014; Spagnuolo *et al.*, 2015).

La estratigrafía de La Formación Chiquimil fue redefinida en varias ocasiones, por distintos autores (Tab. 2). Rudolf Stahlecker describió por primera vez los dos perfiles de la zona, uno desde río Corral Quemado hasta Hualfín y el otro en la localidad Chiquimil (Riggs y Patterson, 1939; Esteban *et al.*, 2019), los cuales fueron descritos en detalle por Marshall y Patterson (1981) (Muruaga, 2001a). Stahlecker (op. cit.) dividió a la Formación Chiquimil en dos miembros, de base a techo: Chiquimil B y Chiquimil A (Riggs y Patterson, 1939). Más tarde, González Bonorino (1950), subdividió las sedimentitas que afloran en el faldeo occidental del Cerro Pampa, en tres pisos: el Calchaquense, Complejo Volcánico y el Araucanense. Bossi *et al.* (1987), aplican la nomenclatura del Grupo Santa María (Galván y Ruiz Huidobro, 1965; con modificaciones

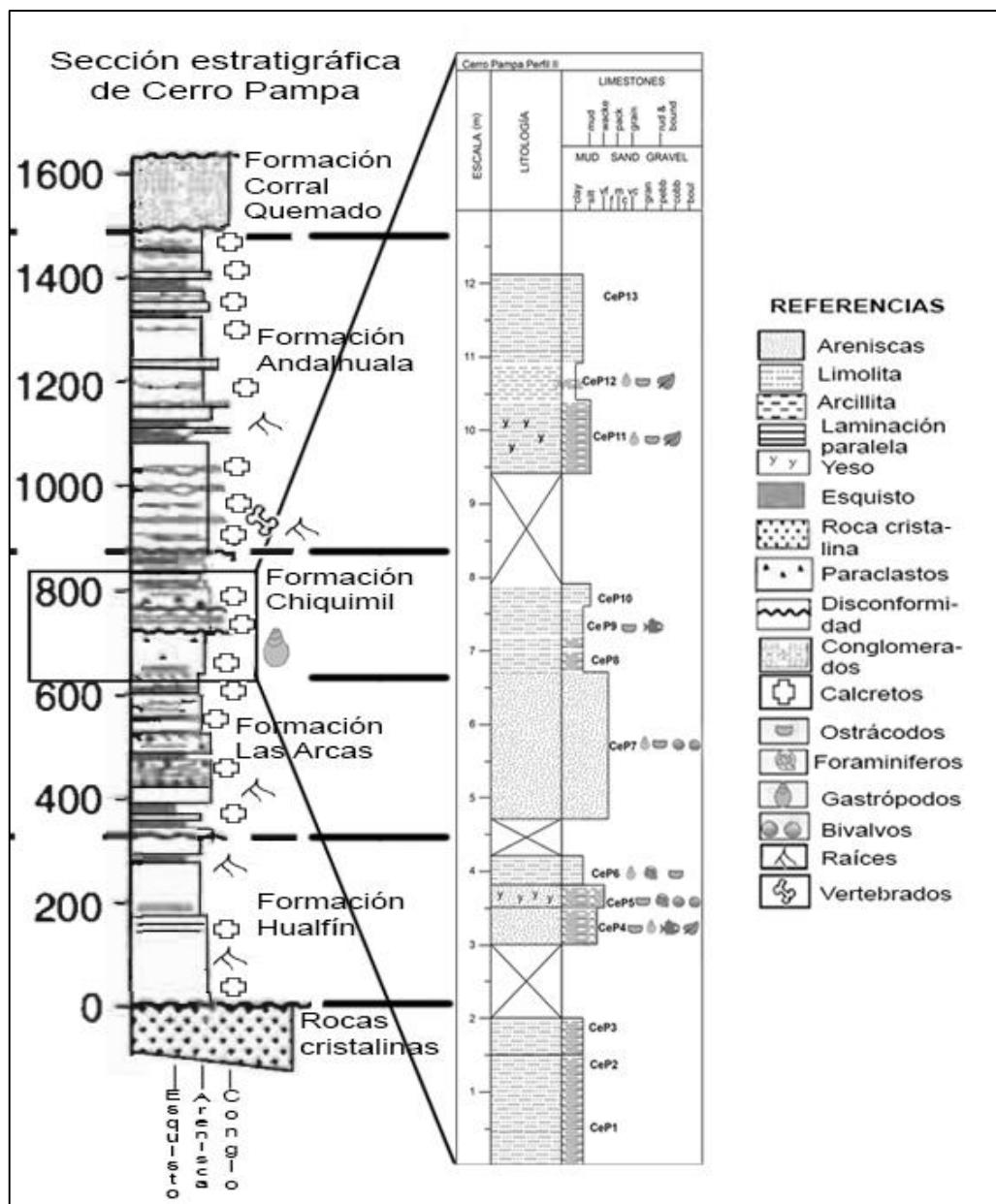
de Bossi y Palma, 1982), y subdividen a la Formación Chiquimil en los miembros A, El Áspero y B (Muruaga, 2001a). Muruaga (1998), sobre la base de los afloramientos en el área de Hualfín y Cerro El Durazno, propone una nueva división para esta formación, de base a techo los miembros. Los Baños, El Áspero y El Jarillal, los cuales se detallan más adelante. Bossi *et al.* (1999) correlacionó al área de Cerro Pampa con el Grupo Santa María, identificando la presencia de cuatro de las seis formaciones del grupo (de base a techo): Las Arcas, Chiquimil (con sus tres miembros), Andalhuala y Corral Quemado. A continuación, se detallan los tres miembros que Muruaga (1998, 2001a) definió para la Formación Chiquimil en el área de Villavil.

**Miembro Los Baños:** está conformado por una sucesión de estratos tabulares irregulares de gran continuidad lateral, en los cuales alternan areniscas finas castañas amarillentas y conglomerados petromícticos, y predominan los rodados volcánicos. Sobre esta área fueron hallados gliptodontes y hegetotéridos (Moyano, 2003).

**Miembro El Áspero:** aflora en la localidad de Cerro Pampa, de donde proviene el material colectado para este estudio y yace en disconformidad ligeramente angular sobre las sedimentitas del Miembro Los Baños. El contacto con el Miembro El Jarillal es neto, con un abrupto cambio en la composición de las sedimentitas. El Miembro El Áspero se encuentra constituido por conglomerados volcánicos matriz soportada con guijones, bloques dispersos e intercalaciones de areniscas paralelas, macizas, verdegrisáceas. Es frecuente la presencia de niveles potentes de conglomerados y brechas de bloque (entre 2 y 3 m) (Bossi *et al.*, 1999; Garralla *et al.*, 2012). Dicha sección ha sido interpretada como depósitos de corrientes de un sistema fluvial entrelazado y en el sector central de un sistema aluvial (Parra y Medina, 2002). Dentro de este miembro se encuentran intercaladas arcillitas, limolitas y areniscas laminadas y macizas, de colores verdes, que corresponden a las facies lacustres (Parra y Medina, 2002). Los sedimentos

de origen lacustre son portadores de invertebrados (bivalvos y gasterópodos) (Fig. 17), a su vez las areniscas y conglomerados son portadoras de restos de vertebrados (mamíferos) (Parra y Medina, 2002).

**Miembro El Jarillal:** las sedimentitas del Miembro El Jarillal afloran en una faja continua, desde la localidad de Villavil hasta Puerta Corral Quemado (Muruaga, 2001a). Las sedimentitas de este miembro se apoyan de manera concordante sobre el Miembro El Áspero. El contacto con la Formación Andalhuala, en la parte superior es también concordante (Muruaga, 2001a). El Miembro El Jarillal está compuesto por una sucesión granocreciente de areniscas finas castaño amarillentas y verde amarillentas, macizas intercaladas con conglomerados finos y areniscas gruesas (Muruaga, 2001a).



**Figura 17.** Columna estratigráfica simplificada de la secuencia sedimentaria de Cerro Pampa y detalle en la sección lacustre de la Formación Chiquimil. Modificado de Muruaga *et al.* (2003).

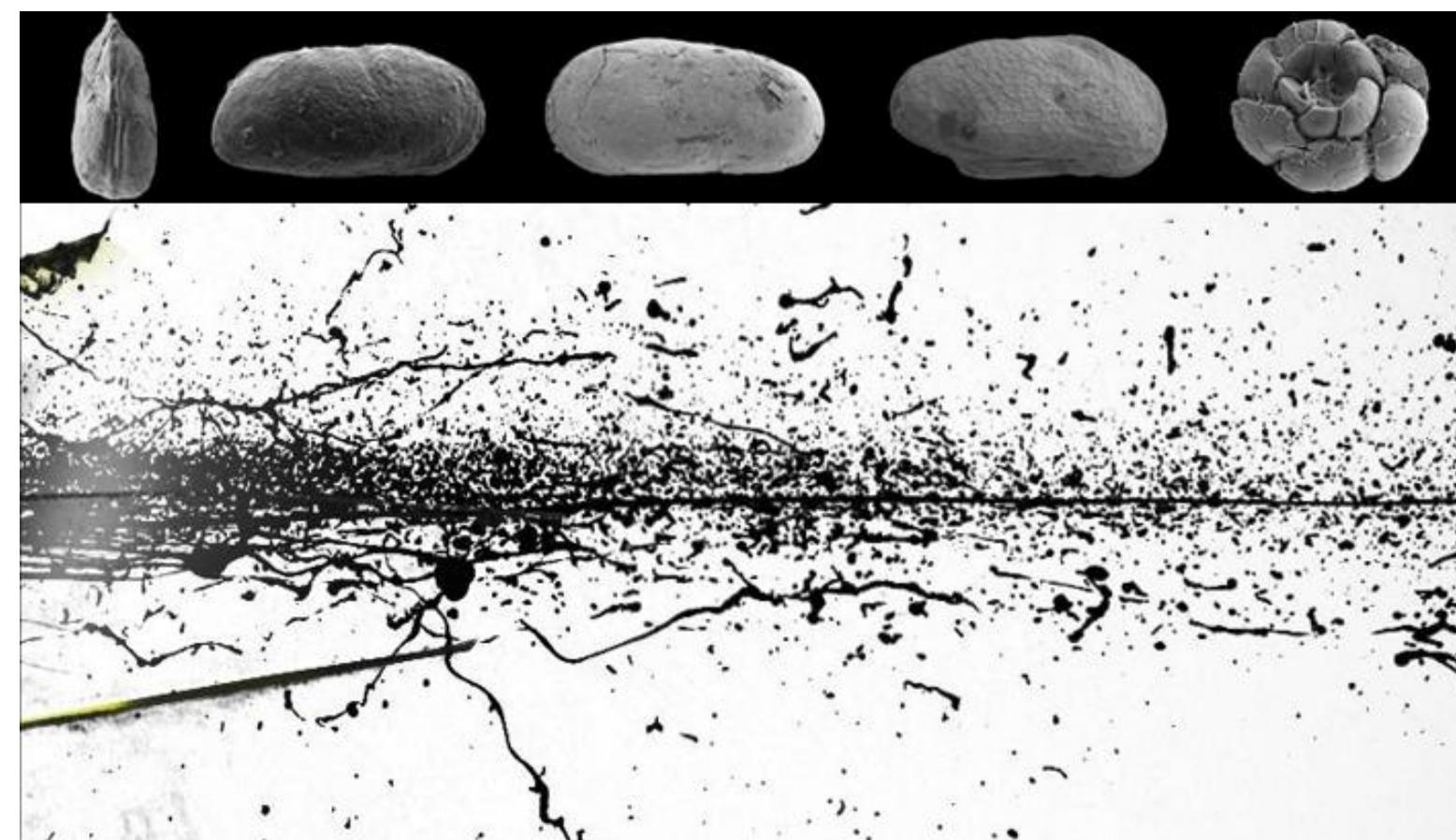
## 2.3 CORRELACIÓN ENTRE LAS SECUENCIAS DEL VALLE

El área de la cuenca neógena de Santa María-Hualfín, que abarca el Valle de Santa María, el Valle del Cajón, las vertientes de las Sierras de Hualfín, Las Cuevas y del Durazno, ha sido estudiada a lo largo de varias décadas, con el fin de obtener una síntesis estratigráfica y esta manera poder correlacionar cronoestratigráficamente las diferentes áreas (Bossi *et al.*, 1993). Bossi *et al.* (1987) sugieren la existencia de una correlación entre el Valle de Santa María y el sector de la Sierra de Hualfín, proponiendo que la nomenclatura del Valle de Santa María sea aplicable a todo el sector de Hualfín. Posteriormente, Bossi *et al.* (1993) señalaron la existencia de una correlación entre el Valle del Cajón, el Valle de Santa María y Hualfín-Las Cuevas.

Las edades radiométricas permiten correlacionar la sucesión neógena del Valle del Cajón al Mioceno medio–Plioceno (Bossi y Palma, 1982; Georgieff *et al.*, 2012a) (Cuadro 2). El techo de la Formación San José se ubica en 9,1 Ma, siendo incluido junto con las Arcas dentro de la edad Calchaquense (Mioceno medio) (Vergani *et al.*, 1991). Por su parte, La Formación Las Arcas posee una edad de  $6,88 \pm 0,06$  Ma (Georgieff *et al.*, 2014; Spagnuolo *et al.*, 2015). En el Valle del Cajón se denomina Aloformación Peñas Azules.

Durante el Neógeno, la Sierra del Cajón o Quilmes no estaba elevada y los Valles del Cajón y Santa María formaban una sola cuenca (Bossi *et al.*, 2000). Según Strecker *et al.* (1989) el inicio del levantamiento de esta sucedió hace  $5,47 \pm 0,9$  Ma. La estructuración tectónica ocurrida entre el Plioceno–Pleistoceno desvinculó las subcuenca y conformó depósitos conglomerádicos de hasta 800 m nominados formaciones Corral Quemado y Yasyamayo (Valles Calchaquíes), Aloformación Totoral (Valle del Cajón), entre otras (Georgieff *et al.*, 2012a). La Formación Chiquimil en la localidad de Corral

Quemado fue datada en diferentes ocasiones, por distintos autores (Marshall *et al.*, 1979; Butler *et al.*, 1984; Latorre *et al.*, 1997), quienes estimaron una edad entre  $6,68 \pm 0,02$  Ma. y  $7,14 \pm 0,02$  Ma., es decir Mioceno tardío. En base a diferentes estudios radimétricos y paleomagnéticos, Bossi *et al.* (1998) establecieron el límite superior de la Formación Chiquimil en 6,68 a 7,14 Ma. En el Valle del Cajón, la Aloformación Playa del Zorro es considerada coetánea con la Formación Chiquimil (Bossi *et al.*, 1998). La base de esta formación se apoya sobre la Formación Las Arcas, la cual ha arrojado edades de  $8,79 \pm 0,14$  Ma. en el valle (Spagnuolo *et al.*, 2015; Franco *et al.*, 2014). El Miembro El Jarillal (ubicado en la sección superior de la Formación Chiquimil) quedaría acotado entre las edades de 9 y 7,14 Ma. La asociación faunística encontrada al sur de Villavil permite asignar una edad-mamífero Huayqueriense para los niveles del Miembro El Jarillal (Morton y Herbst, 1999). Este intervalo de edad está reafirmado por la edad del Miembro El Áspero (sección media de la Formación Chiquimil), cuyas vulcanitas aflorantes en la misma área fueron datadas en 9 Ma. (Muruaga, 1998).



# **CAPÍTULO 3.**

# **MATERIALES Y**

# **MÉTODOS**

### 3.1 UBICACIÓN DE LOS SITIOS DE MUESTREO Y PERFILES ESTRATIGRÁFICOS

Se realizaron cuatro viajes de campaña de recolección y levantamiento de perfiles estratigráficos-sedimentológicos en las localidades Río Totoral, Playa del Zorro, La Cascadita, Cerro Pampa y Hualfín. Dichas localidades ubicadas en el área de los Valles Calchaquíes, provincia de Catamarca.

Se levantaron un total de 14 perfiles:

#### **Aloformación Playa del Zorro (Fig. 18–23):**

##### A) Río Totoral

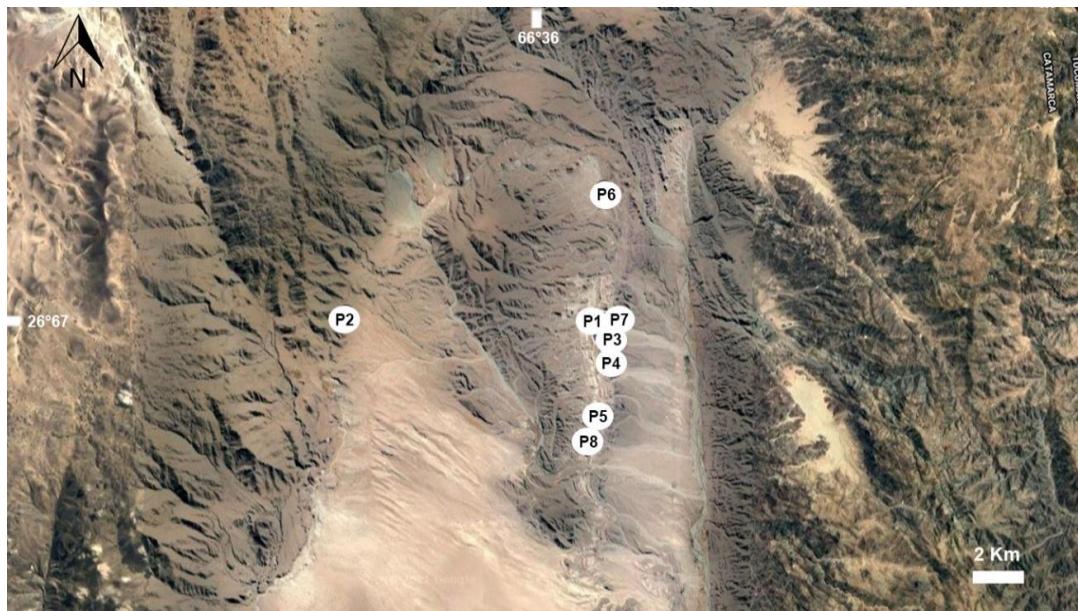
- Perfil 1 (P1): a 2 km de la localidad Río Totoral,  $66^{\circ} 20'321''\text{O}$  -  $26^{\circ}40'502''\text{S}$ . Espesor= 70 m. (Fig. 19 y 22).
- Perfil 2 (P2):  $66^{\circ}26'19,3''\text{O}$  -  $26^{\circ}40'30,1''\text{S}$ . Espesor= 55 m. (Fig. 19 y 22).
- Perfil 5 (P5): Cerca de Río Totoral,  $66^{\circ}20'33,9''\text{O}$  -  $26^{\circ}42'401''\text{S}$ . Espesor= 40 m. (Fig. 22).
- Perfil 8 (P8):  $66^{\circ} 20'599''\text{O}$  -  $26^{\circ}42'908''\text{S}$ . Espesor= 17 m. (Fig. 26).

##### B) Playa del Zorro

- Perfil 3 (P3):  $66^{\circ}20'232\text{O}$  -  $26^{\circ} 40'595''\text{S}$ . Espesor= 90 m. (Fig. 20 y 22).
- Perfil 4 (P4):  $66^{\circ} 20'226''\text{O}$  -  $26^{\circ} 40'722''\text{S}$ . Espesor= 75 m. (Fig. 20 y 22).
- Perfil 7 (P7):  $66^{\circ} 20'205''\text{O}$  -  $26^{\circ} 40'479''\text{S}$ . Espesor= 352 m. (Fig. 23).

##### C) La Cascadita

- Perfil 6 (P6):  $66^{\circ} 20'176''\text{O}$   $26^{\circ} - 37'742''\text{S}$ . Espesor= 130 m. (Fig. 21 y 23).



**Figura 18.** Imagen satelital de ubicación de los perfiles (P1–P8) realizados en la Aloformación Playa del Zorro. Tomado de Google Maps.



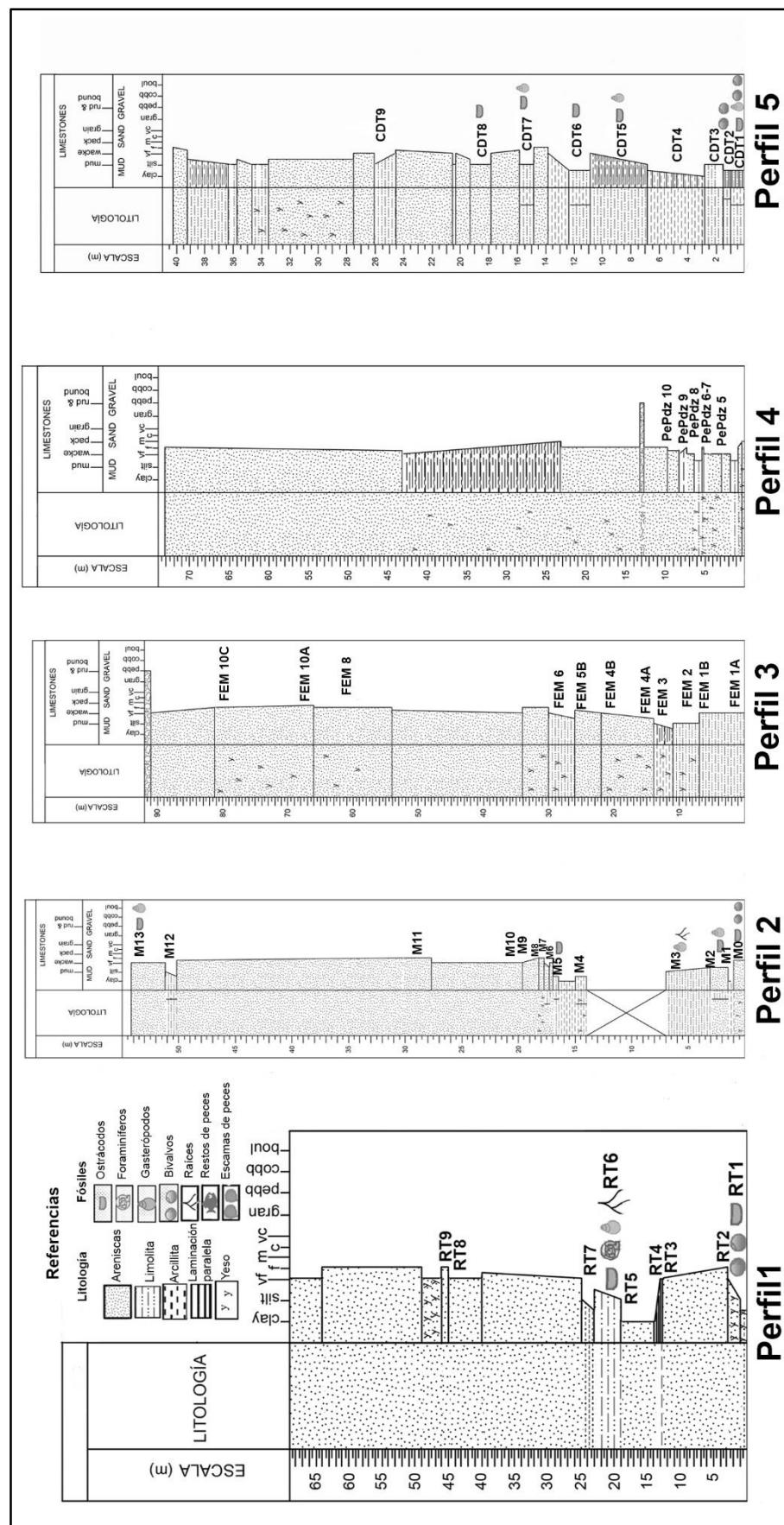
**Figura 19.** Afloramientos localidad Río Totoral (Aloformación Playa del Zorro).



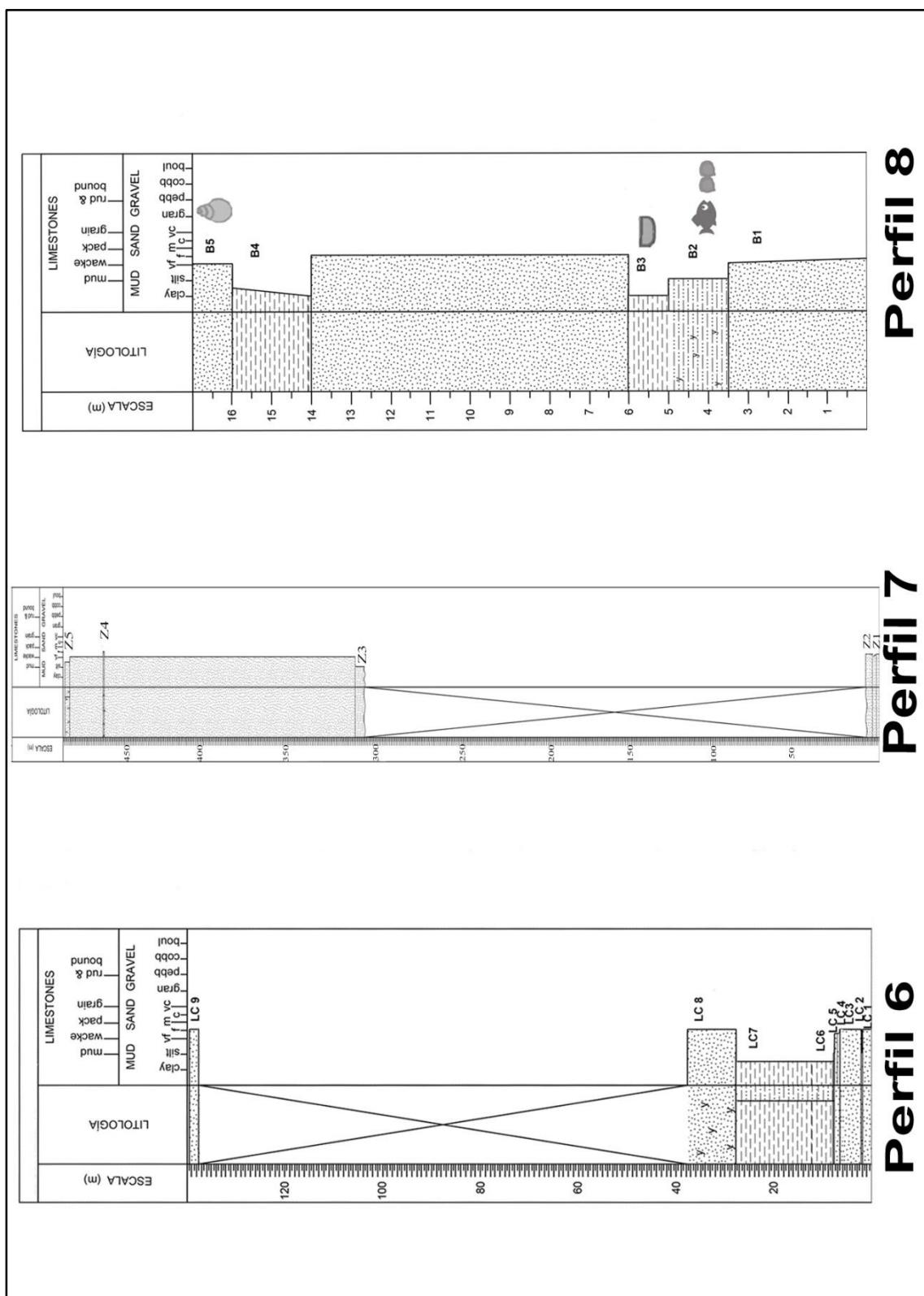
**Figura 20.** Afloramiento en la localidad Playa del Zorro (Aloformación Playa del Zorro).



**Figura 21.** Imagen de la localidad La Cascadita (Aloformación Playa del Zorro).



**Figura 22.** Perfiles estratigráficos de la Aloformación Playa del Zorro.



**Figura 23.** Perfiles estratigráficos de la Aloformación Playa del Zorro.

**Formación Chiquimil (Figs. 24–26 y 30)****A) Cerro Pampa**

- Perfil 9 (P9):  $66^{\circ} 55'959''$ O- $27^{\circ}25'803''$ S. Espesor= 50 m. (Fig. 24,25, 27).
- Perfil 10 (P10):  $66^{\circ} 53'041''$ O- $27^{\circ}23'747''$ S. Espesor= 8 m. (Fig. 24, 26, 27).
- Perfil 11 (P11):  $66^{\circ} 52'315''$  O / $27^{\circ}23'826''$ S. Espesor= 13 m. (Fig. 24, 27).



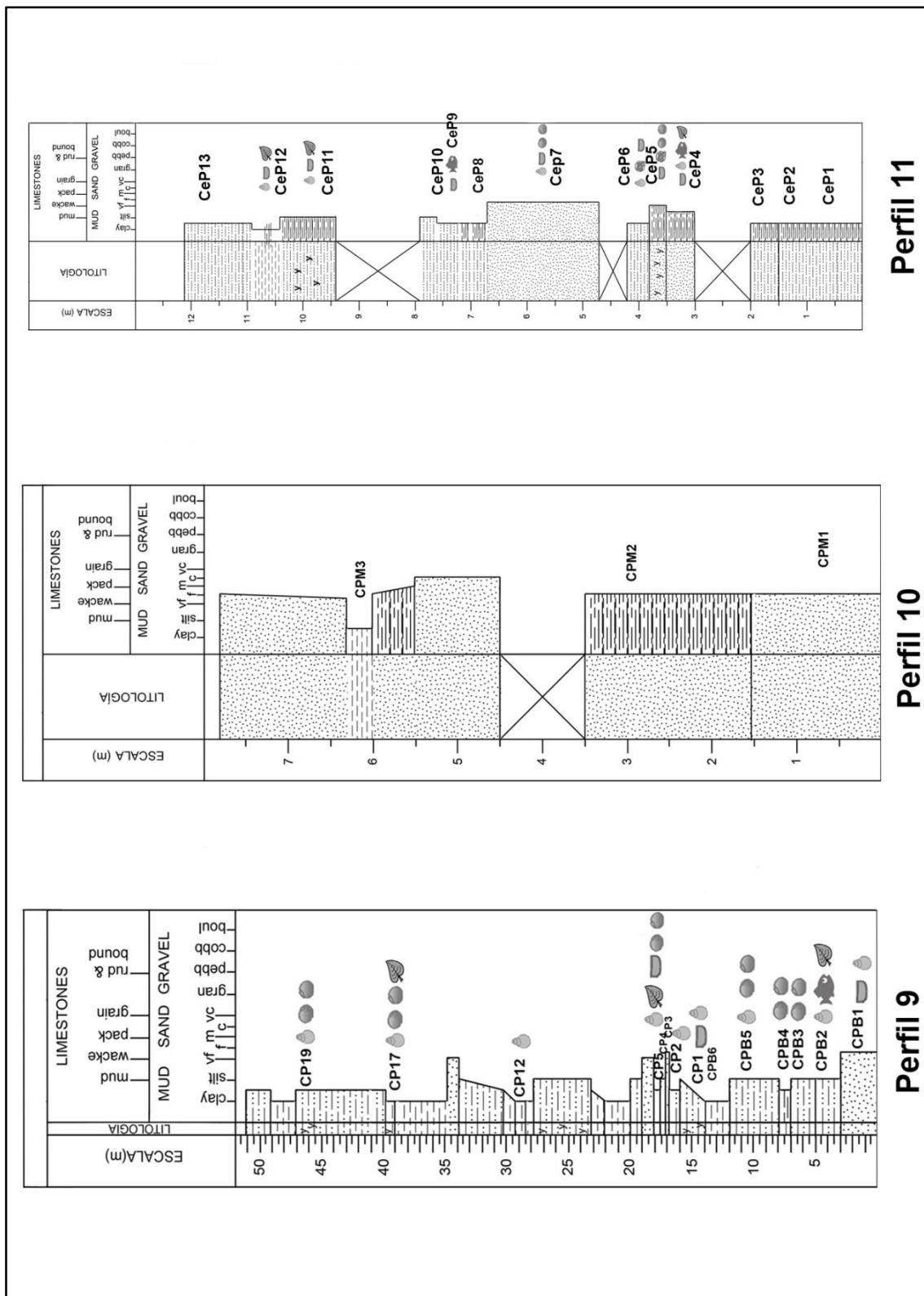
**Figura 24.** Imagen satelital de Cerro Pampa donde se señalan los perfiles (P9–P11) levantados de la Formación Chiquimil. Tomado de Google Maps.



**Figura 25.** Sección de un afloramiento de la Formación Chiquimil (P9), en Cerro Pampa.



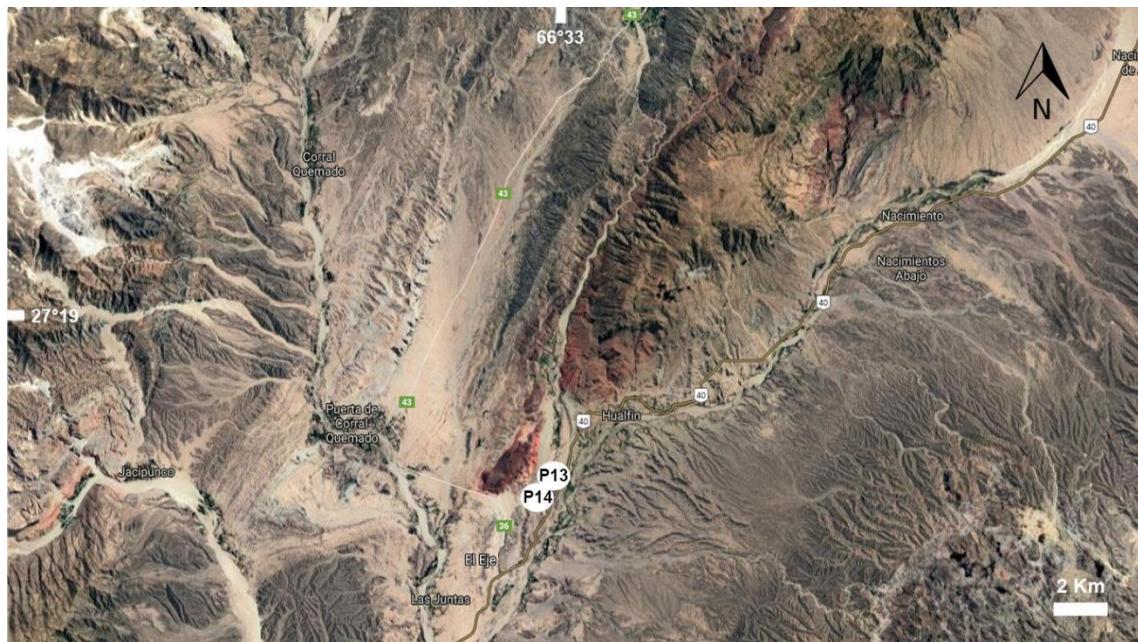
**Figura 26.** Afloramientos de la Formación Chiquimil (P10), Cerro Pampa.



**Figura 27.** Perfiles estratigráficos de la Formación Chiquimil, Cerro Pampa.

B) Hualfín (Fig. 28–31):

- Perfil 12 (P12):  $66^{\circ}51'502''$ O- $27^{\circ}15'012''$ S. Espesor= 4 m. (Fig. 28, 29, 31).
- Perfil 13 (P13):  $66^{\circ}51'769''$ O- $27^{\circ}15'286''$ S. Espesor= 2 m. (Fig. 28, 30, 31).
- Perfil 14 (P14): Espesor= 14,5 m (Fig. 28, 30,31).



**Figura 28.** Imagen satelital de la región de Hualfín, donde se señalan los perfiles (P13-14) levantados en la región. Tomado de Google Maps.

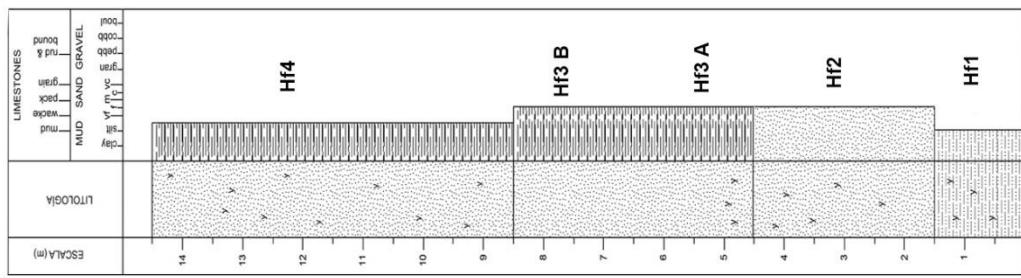


**Figura 29.** Afloramiento de la Formación Chiquimil, localidad de Hualfín (Perfil 12).

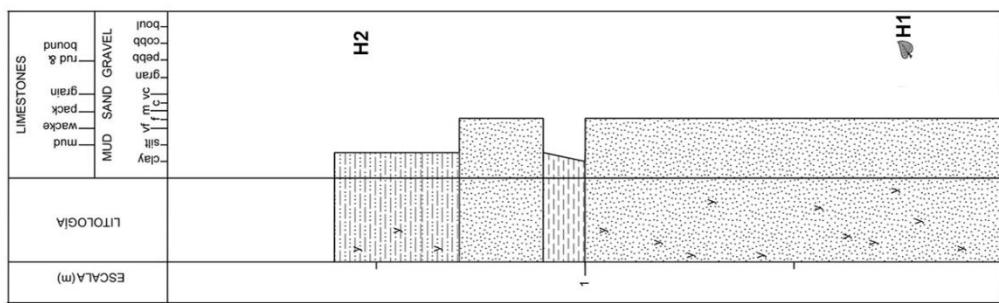


**Figura 30.** Afloramiento de la Formación Chiquimil, localidad de Hualfín (Perfil 13).

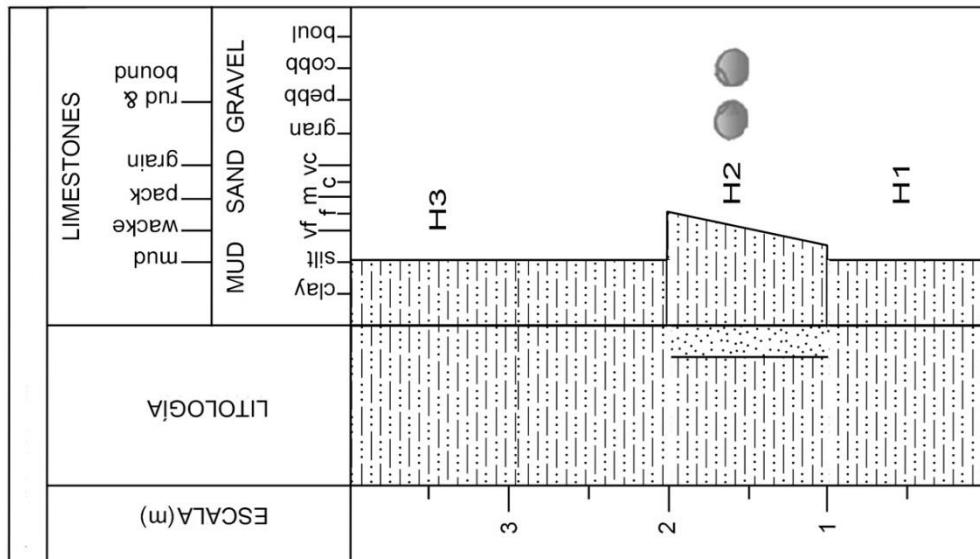
Perfil 14



Perfil 13



Perfil 12



**Figura 31.** Perfiles estratigráficos de la Formación Chiquimil en la localidad Hualfín.

### 3.2 PROCESAMIENTO DEL MATERIAL, METODOLOGÍA Y TÉCNICAS EMPLEADAS

Se recolectaron y procesaron 77 muestras pertenecientes a la Aloformación Playa del Zorro y 45 de la Formación Chiquimil (30 en Cerro Pampa y 15 en Hualfín). Estas muestras fueron procesados de acuerdo con la metodología clásica basada en el disgregado/desagregado de la muestra que consiste en:

- 1) La muestra es pesada y se sumergida en una solución de peróxido de hidrógeno de 100 volúmenes al 20% y se le deja reposar entre 24–72 hs o hasta que la muestra se observe desagregada.
- 2) Lavado de la misma a través de una pila de tamices de 250  $\mu\text{m}$ , 177  $\mu\text{m}$  y 62  $\mu\text{m}$  de abertura, bajo agua corriente.
- 3) Secado en plancha eléctrica a no más de 70° C.
- 4) Pesaje de la muestra lavada.

Una vez procesado el sedimento, se realizó la extracción, bajo lupa binocular (Motic SMZ 168), de los microfósiles y de todo otro resto orgánico con un pincel N° 00, .técnica conocida como *picking*. Los microfósiles fueron ordenados en un portamicrofósiles, se utilizó como pegamento goma arábiga. Debido a las diferencias de peso de las muestras lavadas, se observaron como máximo 30 gramos de sedimento (Tab. 3).

|                     |       |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|---------------------|-------|-----|--------|-----|---------|-----|---------|-----|---------|-----|-----------|-----|---------|-----|
| Muestra<br>Peso (g) | P1    |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | RT1   | 62  | 20     | RT2 | 34      | RT3 | 70      | RT4 | 35      | RT5 | 84        | RT6 | 54      | RT7 |
| Muestra<br>Peso (g) | P2    |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | M7    | 42  | 9      | M8  | 25      | M9  | 66      | M10 | 44      | M11 | 28        | M12 | 20      | M13 |
| Muestra<br>Peso (g) | P3    |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | FEM 8 | 30  | FEM 9B | 37  | FEM 10A | 41  | FEM 10C | 28  | PePdz 5 | 70  | PePdz 6-7 | 108 | PePdz 8 | P4  |
| Muestra<br>Peso (g) | P6    |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | LC1   | 38  | LC2    | 60  | LC3     | 50  | LC4     | 43  | LC5     | 110 | LC6       | 57  | LC7     | 88  |
| Muestra<br>Peso (g) | P5    |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | CDT9  | 40  | CDT1   | 38  | CDT2    | 60  | CDT3    | 50  | CDT4    | 110 | CDT5      | 50  | CDT6    | 44  |
| Muestra<br>Peso (g) | P8    |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | B1    | 55  | B2     | 32  | B3      | 103 | B4      | 82  | B5      | 47  | CPB1      | 84  | CPB2    | 57  |
| Muestra<br>Peso (g) | P9    |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | CP7   | 43  | CP8    | 56  | CP9     | 49  | CP10    | 50  | CP11    | 47  | CPM2      | 74  | CPM3    | 47  |
| Muestra<br>Peso (g) | P10   |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | CP6   | 43  | CP12   | 56  | CP13    | 49  | CP14    | 50  | CP15    | 47  | CPB3      | 47  | CPB4    | 205 |
| Muestra<br>Peso (g) | P11   |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | CeP10 | 59  | CeP11  | 20  | CeP12   | 82  | CeP13   | 47  | H1      | 58  | H2        | 113 | Hf1     | 128 |
| Muestra<br>Peso (g) | P12   |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | Hf3A  | 128 | Hf3B   | 31  | Hf4     | 34  | Hf5     | 18  | CeP1    | 32  | CeP2      | 26  | CeP3    | 48  |
| Muestra<br>Peso (g) | P13   |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | h1    | 128 | h2     | 31  | h3      | 34  | h4      | 18  | CeP4    | 22  | CeP5      | 87  | CeP6    | 23  |
| Muestra<br>Peso (g) | P14   |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | h1    | 86  | h2     | 57  | h3      | 45  | h4      | 45  | P11     | 31  | CP2       | 55  | CP3     | 39  |
| Muestra<br>Peso (g) | P15   |     |        |     |         |     |         |     |         |     |           |     |         |     |
|                     | CeP7  | 47  | CeP8   | 47  | CeP9    | 125 | CeP10   | 34  | CeP11   | 155 | CeP12     | 125 | CeP13   | 125 |

**Tabla 3.** Muestras de la Aloformación Playa del Zorro (P1–P8), y de la Formación Chiquimil, localidades Cerro Pampa (P9–P11) y Hualfín (P12–P14). Peso del residuo en gramos, en verde se indican las muestras fértiles.

Para el estudio de los microfósiles se utilizaron un microscopio estereosocópico marca Leica M50, con cámara Leica EC3 (LM), y un microscopio óptico Leitz (Ortholuz-Orthomax). Los ejemplares seleccionados fueron medidos con software de medición LAS EZ. Por último, se fotografiaron en el Microscopio Electrónico de Barrido (JEOL JSM-5800-LV) de la Secretaría General de Ciencia y Técnica de la Universidad del Nacional del Nordeste, Corrientes. Para las descripciones sistemáticas de ostrácodos, se siguió la terminología descriptiva de Kesling (1951) y Sylvester-Bradley y Benson (1971). A nivel

supragenérico se siguió la propuesta de Liebau (2005), a nivel genérico y específico se consultaron Moore y Pitrat (1961), y bibliografía pertinente. Para la determinación de los foraminíferos se siguió la propuesta de Calvo-Marcilese *et al.* (2011).

Para efectuar el análisis cuantitativo de las asociaciones fósiles de ostrácodos, se contaron caparazones y valvas adultas (izquierdas o derechas, según cuales fueran las más abundantes). Se tuvieron en cuenta las siguientes relaciones: proporción valvas : caparazones; adultos : juveniles y los siguientes atributos tafonómicos: fragmentación, compactación, recristalización, desarticulación. Para el análisis de población se midieron H (altura), L (largo) y A (ancho) de caparazones/valvas del nivel más representativo, estas medidas fueron tomadas con el software Image J versión 1.50i.

Para calcular la diversidad se utilizó el índice de **Shannon** ( $H'$ ):

$$H' = - \sum_{i=1}^S p_i \log_2 p_i$$

donde  $P_i$  es la proporción de individuos encontrados en la  $i$ ésima especie,  $n_i$  es la abundancia de la especie  $i$  en la muestra, y  $N$  es el número total de individuos en la muestra (Magurran, 1988).

$$\frac{n_i}{N}$$

Por lo tanto,  $H' = 0$  cuando la muestra contenga solo una especie, su valor normal está entre 2 y 3; valores inferiores a 2 se consideran bajos en diversidad y superiores a 3 son altos en diversidad.

Índice de diversidad de **Simpson** (D), también conocido como índice de diversidad o dominancia, se expresa de la siguiente manera:

$$D = \frac{\sum_{i=1}^S n_i(n_i - 1)}{N(N - 1)}$$

donde  $S$  es el número de especies,  $N$  el número total de organismos de todas las especies y  $n$  es el número de ejemplares por especie. Este índice indica la probabilidad de encontrar dos individuos de la misma especie en dos ‘extracciones’ sucesivas al azar sin ‘reposición’. Se basa en que un sistema es más diverso cuando menos dominancia de especies hay y la distribución es más equitativa (Simpson, 1960).

Para medir la equidad se utilizó el índice de Pielou ( $J'$ ), el cual se expresa de la siguiente manera:

$$J' = \frac{H'}{\log_2 S}$$

donde  $H'$ = índice de Shannon o Shannon-Wiener log2,  $S$ = es la diversidad máxima ( $H'$  max). Este índice tiende a cero a medida que las abundancias relativas de las especies en una comunidad se hacen menos equitativas (Pielou, 1969).

También se utilizaron técnicas multivariadas como el análisis de agrupamiento con la técnica de similitud Bray-Curtis, donde los datos fueron transformados cuadráticamente (raíz cuadrada) con el fin de “suavizar” el peso de las especies dominantes. El índice de Bray-Curtis que se considera como una medida de la diferencia entre las abundancias de cada especie presente (Argumedo Hernández y Siqueiros Beltrones, 2008), y se expresa mediante:

$$I_{BC} = 1 - \frac{\sum (x_i - y_i)}{\sum (x_i + y_i)}$$

donde  $x_i$ = abundancia o densidad de especies  $i$  en un conjunto 1;  $y_i$ = abundancia de las especies en el otro. Este índice no solo compara la presencia o ausencia de las especies en

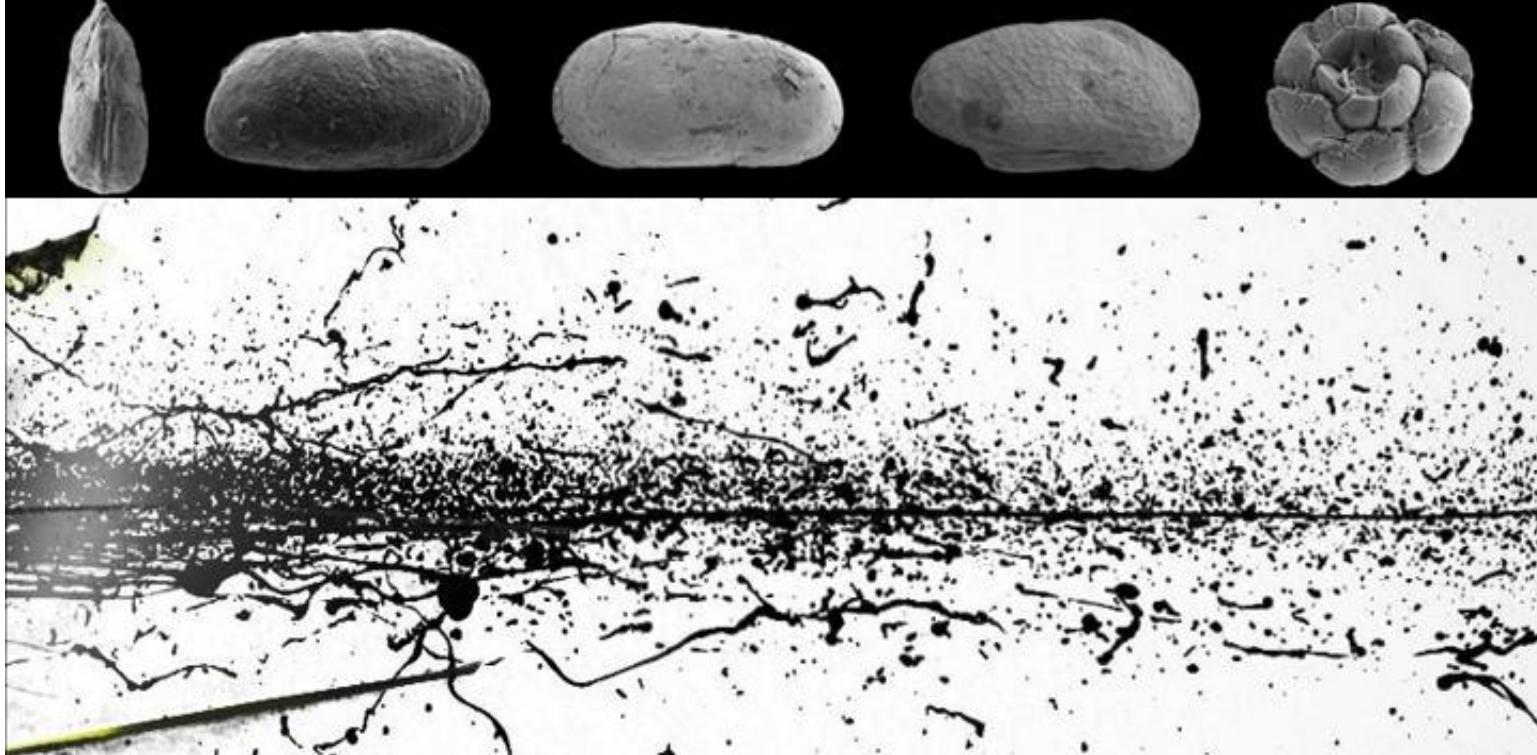
cada una de las asociaciones, sino que también considera la abundancia de las mismas (Brower y Zar, 1984).

La matriz de abundancia fue realizada en base al conjunto de ostrácodos y foraminíferos. Todos estos análisis se realizaron por muestras, por perfiles y por localidades donde se reconocieron niveles fértiles. Para este análisis no se tuvieron en cuenta aquellos niveles en donde el grado de representatividad fue muy bajo. Estos datos fueron procesados con el programa PAST 3.25.

Para las descripciones sistemáticas se utilizaron las siguientes abreviaturas: VI valva izquierda, VD valva derecha, C caparazón, ♂ macho, ♀ hembra, CMC cicatriz muscular central, CPM canales de los poros marginales, L largo, H alto, A ancho,. Las dimensiones de los caparazones fueron indicadas en mm de la siguiente manera: muy pequeño (<0,400); pequeño (0,401 a 0,500); mediano (0,501 a 0,700), grande (0,701 a 0,900); muy grande (>0,900).

Para la interpretación paleoambiental se tuvieron en cuenta las características autoecológicas de los taxones registrados en las distintas asociaciones faunísticas, utilizando análogos modernos. Se analizó la morfología de los poros en tamiz en la superficie de las valvas de *Cyprideis* nov. sp. Se midieron la longitud (L) y la amplitud (A) de estos poros para estimar su morfología. Los poros fueron fotografiados en MEB, y se tomaron las medidas de aquellos poros distribuidos en la parte central de las valvas, con el fin de evitar distorsiones creadas por la curvatura de las mismas. Se analizó un total de 241 poros en 30 ejemplares de la Aloformación Playa del Zorro, en Río Totoral y 271 poros en 27 ejemplares de la Formación Chiquimil, en Cerro Pampa.

El material estudiado fue depositado en la Colección Paleontológica de la UNNE “Dr. Rafael Herbst”; bajo el acrónimo CTES-PMP (Preparados Microscópicos Paleontológicos). Repositorio: lote N° 3.487-3.491.



# CAPÍTULO 4. RESULTADOS



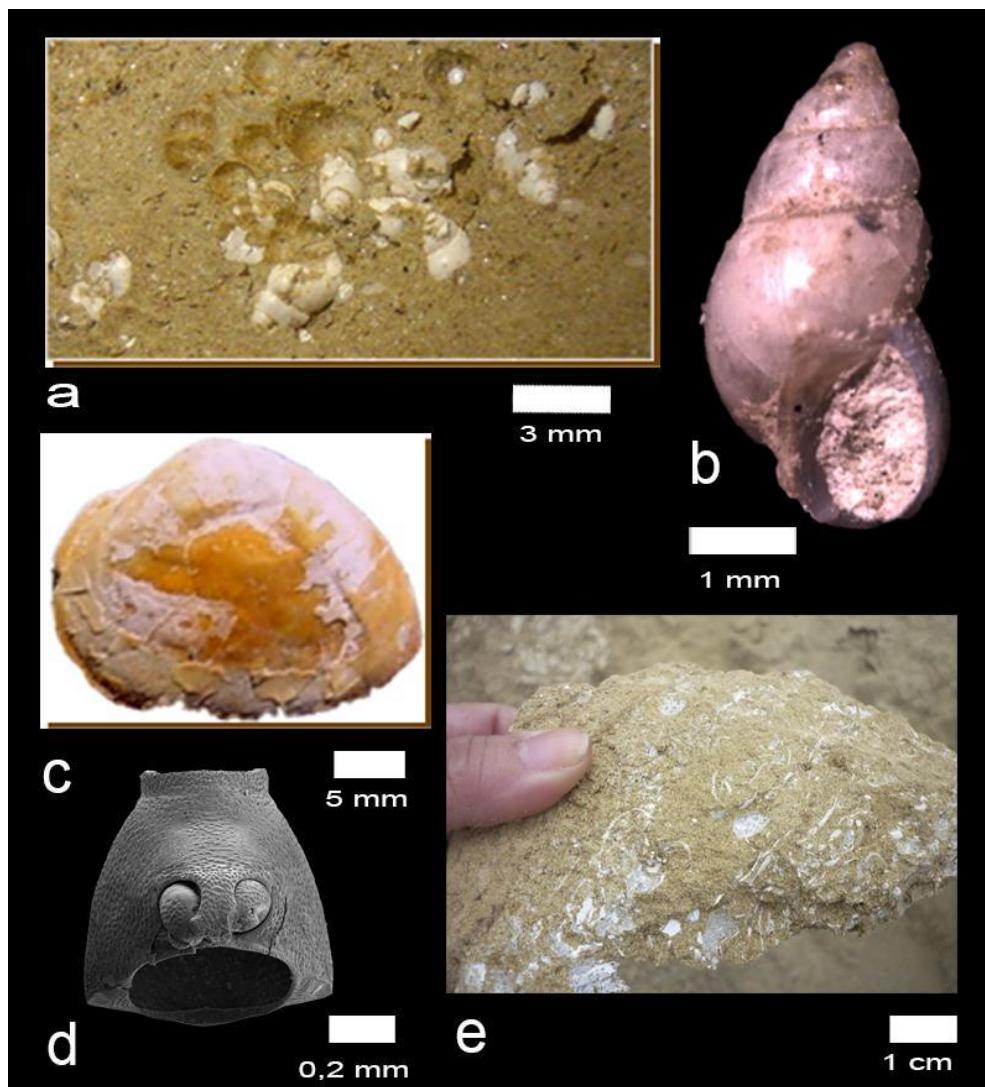
#### 4.1 RESULTADOS GENERALES

Se realizaron 14 perfiles estratigráficos de la Aloformación Playa del Zorro, en las localidades Río Totoral, Playa del Zorro y La Cascadita y de la Formación Chiquimil en las localidades Cerro Pampa y Hualfín, provincia de Catamarca. Se hallaron en total 4.120 especímenes fósiles de ostrácodos y 128 de foraminíferos, provenientes de la Aloformación Playa del Zorro en Río Totoral y de la Formación Chiquimil en Cerro Pampa (Tab. 4). Las muestras recolectadas en las localidades Playa del Zorro, La Cascadita y Hualfín resultaron estériles para microfósiles calcáreos. Las asociaciones registradas mostraron una baja diversidad específica, conformadas por ostrácodos Cytherocopina de las familias Cytherideidae (dos especies), Limnocytheridae (dos especies) y foraminíferos del Orden Rotaliida, Familia Rotaliidae (una especie).

| Procedencia          | Perfil | Muestras | Taxa                       |   |                           |                 |                       |
|----------------------|--------|----------|----------------------------|---|---------------------------|-----------------|-----------------------|
|                      |        |          | <i>Cypridella nov. sp.</i> | <i>Perissocytheridea cf. carrenoata</i> | <i>Limnocythere sp. 1</i> | <i>L. sp. 2</i> | <i>Ammonia tepida</i> |
| Afm. Playa del Zorro | P1     | RT1      | X                          | X                                       |                           |                 |                       |
|                      |        | RT6      | X                          |   |                           |                 | X                     |
|                      | P2     | M0       | X                          | X                                       | X                         | X               |                       |
|                      |        | M1       | X                          | X                                       |                           |                 |                       |
|                      | P5     | M2       | X                          |   | X                         |                 |                       |
|                      |        | M5       | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      | P8     | M13      | X                          | X                                       |                           |                 |                       |
|                      |        | CDT1     | X                          | X                                       | X                         |                 |                       |
|                      | P9     | CDT5     | X                          |   | X                         |                 |                       |
|                      |        | CDT7     | X                          |   |                           |                 | X                     |
| Fm. Chiquimil        | P5     | CDT8     | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      |        | B3       | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      | P8     | CPB1     | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      |        | CP1      | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      | P9     | CP5      | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      |        | CeP4     | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      | P11    | CeP5     | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      |        | CeP6     | X                          |   |                           |                 | X                     |
|                      | P11    | CeP7     | X                          |   |                           |                 | X                     |
|                      |        | CeP9     | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      | P11    | CeP11    | X                          |   |                           |                 |                       |
|                      |        | CeP12    | X                          |   |                           |                 |                       |

**Tabla 4.** Taxones presentes (X) en las muestras fértiles de la Aloformación Playa del Zorro y Formación Chiquimil.

Junto con los ostrácodos y foraminíferos analizados, se hallaron asociados en algunos casos abundantes restos de moluscos (bivalvos y gastrópodos) presentes en las muestras RT1, RT6 (Perfil 1), M2, M5 (Perfil 2), CDT1, CDT5, CDT7 (Perfil 5), CeP4, CeP5, CeP6, CeP9, CeP11 y CeP12 (Perfil 11). Escasos restos de insectos en CP1 (Perfil 9), briznas vegetales CP5 (Perfil 9) y escamas de peces CDT5, CDT7 (Lám. 1).



**Lámina 1.** Fauna asociada a los ostrácodos, procedente de las localidades Río Totoral, Playa del Zorro y Cerro Pampa. a–b, moluscos gastrópodos del género *Heleobia* sp.; c, e, moluscos bivalvos del género *Neocorbicula* spp.; d, restos de insectos indeterminados.

## 4.2 PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA

Clase OSTRACODA Latreille, 1802

Subclase PODOCOPA Müller, 1894

Orden PODOCOPIDA Sars, 1866

Suborden CYTHEROCOPINA Baird, 1850

Superfamilia CYTHEROIDEA Baird, 1850

Familia CYTHERIDEIDAE Sars, 1925

Subfamilia CYTHERIDEINAE Sars, 1925

Género *Cyprideis* Jones, 1857

Especie tipo. *Candona torosa* Jones, 1850

**Comentarios.** *Cyprideis* es un género que ha sido intensamente estudiado gracias a su aplicación paleoambiental, principalmente en condiciones de stress ambiental, su biocrón abarca desde el Oligoceno superior hasta la actualidad y es de distribución cosmopolita (Ligios y Gliozzi, 2012). La diagnosis original de este género fue enmendada por Whatley *et al.* (1998), en base a su registro fósil en la Formación Solimões (Brasil) y sus equivalentes de Perú y Colombia, para incluir a las numerosas y diversas especies halladas en estos niveles. Más tarde, Wouters y Martens (1999) vuelven a enmendar esta diagnosis, esta vez en base a los ejemplares del Lago Tanganyika, incluyendo sinapomorfías de los apéndices. Por último, Tibert *et al.* (2003), consideran como caracteres diagnósticos de *Cyprideis* el *sulcus* medio, el dimorfismo sexual, la charnela y los patrones de reticulación (Tab. 5). En este trabajo se considera a *Cyprideis* con las siguientes características: CMC del tipo Cytherideidae, caparazón liso a punteado, donde la reticulación es común, un surco anterodorsal transverso oblicuo o recto, charnela entomodonta con todos los elementos crenulados, y conspicuo dimorfismo

sexual. Durante el Mioceno, este género sufrió varias radiaciones adaptativas—*species flocks*, es el resultado de la divergencia acelerada de especies cercanamente relacionadas en un determinado ecosistema (Gross *et al.*, 2014)—con la formación de diversas ostracofaunas endémicas. Este fenómeno ha sido estudiado en el Lago Tanganyika del este africano (*e.g.*, Wouters y Martens, 1999), mientras que en el registro fósil existen numerosos ejemplos para el Neógeno europeo (Whatley *et al.*, 2000; Gross *et al.*, 2014; Gitter *et al.*, 2015), y Mioceno sudamericano (Whatley *et al.*, 2000; Gross *et al.*, 2014; Feijó-Ramos, 2006). En Sudamérica, los *flocks* de *Cyprideis* tuvieron lugar en un extenso humedal en el noroeste de la Amazonia (formaciones Solimões y Pebas). Muñoz-Torres *et al.* (2006) proponen utilizar la gran cantidad de especies endémicas de *Cyprideis* como indicadores bioestratigráficos.

| <i>Cyprideis</i> Jones | Jones, 1857 (y en Moore y Pitrat, 1961)                                      | Whatley <i>et al.</i> , 1998                                  | Wouters y Martens, 1999   | Tibert <i>et al.</i> , 2003                                     |
|------------------------|--|---|---|---|
| Contorno               | Ovado  | Elongado ovado a subrectangular                               | Valvas redondeas  | -   |
| Charnela               | Entomodonta  | Antimerodontia con largos elementos terminales                | Tripartita elemento medio bipartito                                 | Entomodonta (cuatripartita), con todos los elementos crenulados |
| Ornamentación          | Punteada   | Lisos, punteados, con hoyuelos ( <i>pitted</i> ), reticulado. | Lisas o con hoyuelos y/o nodos.                                     | Lisos a punteados, es común el reticulado y los nodos           |
| Poros en tamiz         | -  | Muy grandes, tipo C   | -   | -   |
| Otros                  | Dimorfismo sexual pronunciado, numerosos CPM rectos, caracteres de la antena | Fuerte dimorfismo sexual. Gran cicatriz en V frontal.         | Caracteres de la anténula, antena y primer par torácico en frontal. | Dimorfismo sexual conspicuo. Surco transverso, oblicuo o recto. |

**Tabla 5.** Comparación de las distintas características utilizadas para identificar al género *Cyprideis* según diferentes autores.

*Cyprideis* nov. sp.

(Láminas 2-4)

**Material.** 3.496 caparazones y 271 valvas.

**Repositorio. Holotipo** PMP-CTES nº 3728, una valva izquierda masculina (Lám. 2.a).

**Paratipos** PMP-CTES nº 3729 un caparazón femenino (Lám. 2.b); PMP-CTES nº 3730 una valva derecha femenina (Lám. 2.c-f). Material complementario lote PMP-CTES nº 3.487.

**Material figurado.** PMP-CTES nº 3731, una valva juvenil (Lám. 2.d). PMP-CTES nº 3732, una valva juvenil (Lám. 2.e). PMP-CTES nº 3733, una valva hembra (Lám. 2.g). PMP-CTES nº 3734, una valva hembra (Lám. 2.h). PMP-CTES nº 3735, una valva hembra (Lám. 3.a, d-f). PMP-CTES nº 3736 (Lám. 3.b), una valva juvenil. PMP-CTES nº 3737, un fragmento de una valva (Lám. 3.c). PMP-CTES nº 3738, una valva hembra (Lám. 4.a, c). PMP-CTES nº 3739 (Lám. 4.b). PMP-CTES nº 3740 (Lám. 4.d). PMP-CTES nº 3741, un fragmento de una valva (Lám. 4.e). PMP-CTES nº 3742, una valva hembra (Lám. 4.f).

**Diagnosis.** Especie de *Cyprideis* con caparazón en vista lateral subrectangular a subtrapezoidal elongado, surco anterodorsal somero y casi recto, entre nueve y once denticulaciones marginales anteroventrales, en ambas valvas. *Flange* con poco desarrollo y presencia de costilla anteromarginal.

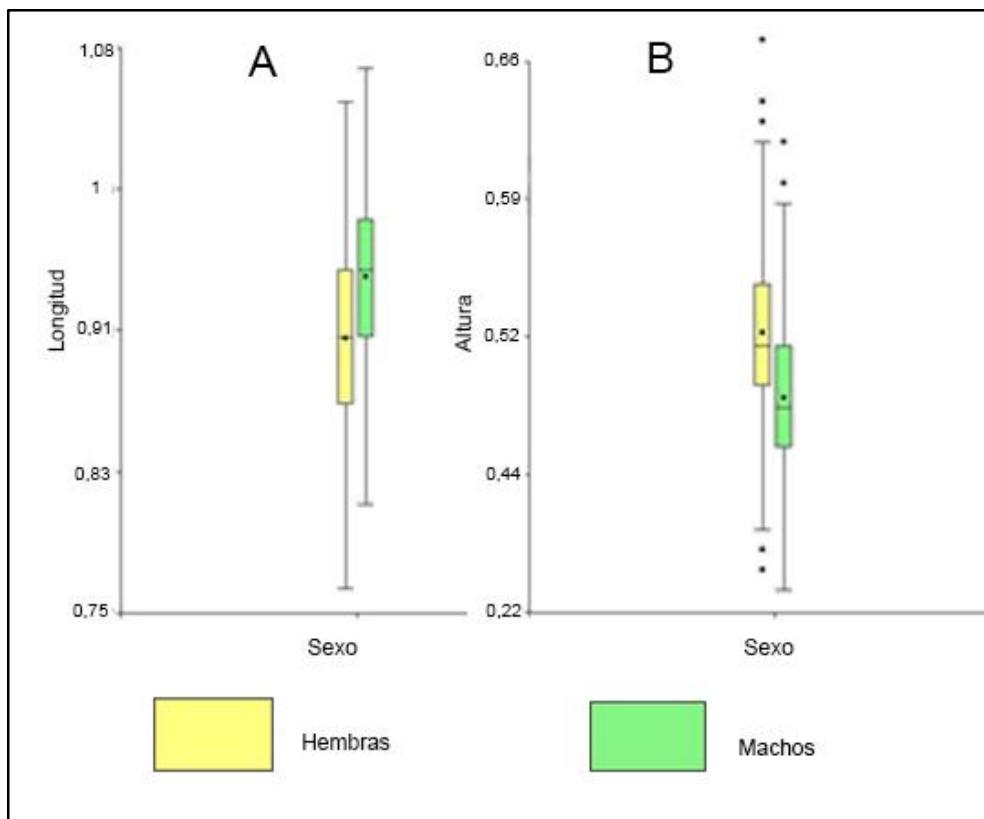
**Descripción.** Caparazón grande a muy grande, fuertemente dimórfico (Fig. 32 y 33). La hembra en vista lateral es de contorno subrectangular, con el margen anterior redondeado y posterior suavemente convexo, casi recto, en el margen anterior se observa un *flange* muy poco desarrollado acompañado de una suave cresta anteromarginal. En el margen posterior, más precisamente posteroventralmente, también se distingue un *flange* poco desarrollado. El margen dorsal es convexo y el margen ventral casi recto. La mayor altura

coincide aproximadamente con la parte media de la valva. El contorno en vista dorsal es ovoide, elongado, aguzándose anteriormente y posteriormente truncado, el mayor ancho coincide con el tercio posterior. VI mayor que la VD, cubrimiento normal en todos los márgenes. Los machos poseen un caparazón en vista lateral subtrapezoidal elongado, el margen anterior homogéneamente redondeado, mientras que el posterior es truncado dorsalmente y agudamente redondeado hacia la región ventral. El margen dorsal es suavemente convexo, el margen ventral es cóncavo anteriormente, para luego hacerse suavemente convexo hacia la mitad y casi recto en la zona posterior (suavemente sinuoso). Contorno subelíptico en vista dorsal, con ambos extremos aguzados. Surco anterodorsal somero, recto a algo inclinado anteriormente. Superficie de las valvas puncuada, sin ordenamiento preferencial, excepto hacia la región ventral donde las puntas se disponen en forma paralela al margen. En el margen anteroventral se observan entre nueve y once denticulaciones pequeñas y regularmente espaciadas. Lamela interna angosta, recorrida anteriormente por numerosos canales de los poros marginales, dispuestos en número aproximado de 40, ensanchados en la base, simples, bifurcados o trifurcados. Charnela representada en la VD por un elemento anterior groseramente crenulado que posee entre 13 y 15 dentículos, algunos con forma de corazón, un surco anteromedio suavemente crenulado y corto, un elemento posteromedio suavemente crenulado y continuo con el elemento posterior, que lleva entre 4-6 dentículo. VI con los elementos complementarios. Impresión muscular central formada por cuatro cicatrices, siendo la primera la más pequeña y de forma subcircular, la segunda y tercera del mismo tamaño, ovaladas y achatadas y la última de mayor tamaño y circular.

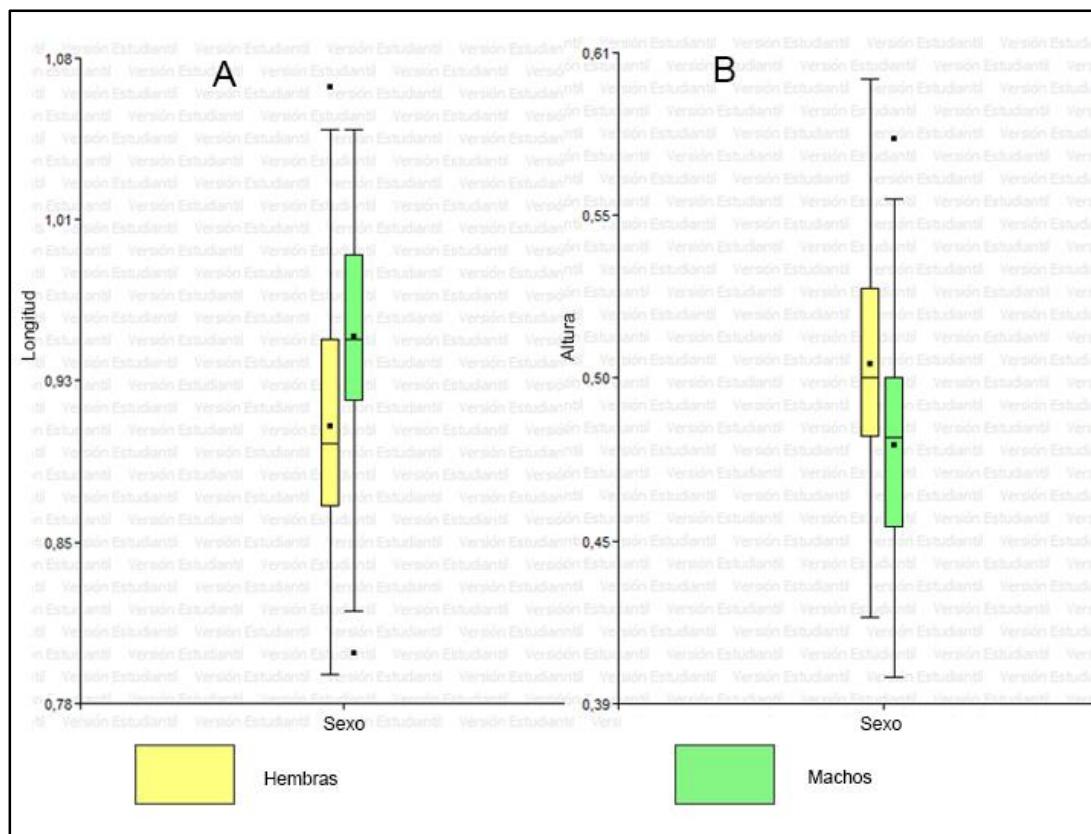
**Dimensiones de los ejemplares ilustrados.** Lámina 2, a, ♂: L=1,08 mm, H=0,48 mm, A=0,43 mm; b-c, ♀: L=0,98 mm, H=0,53 mm, A=0,44 mm; e, juvenil: L=0,55 mm, H=0,34 mm.

**Observaciones.** Para la descripción de la charnela de *Cyprideis* nov. sp. se siguieron los comentarios de Sandberg (1964, p. 30), quien menciona que no existe un término específico para definir la particular configuración de este elemento en el género. Otros autores se refieren a la misma como entomodonta cuatripartita (Tibert *et al.*, 2003 y Ligios y Gliozzi, 2012). *Cyprideis* nov. sp. muestra similitudes con dos especies recientes, que tienen distribución en la República Argentina. Se diferencia de *C. multidentata* Hartmann, porque esta última posee un menor número de dentículos marginales (5–6), presenta una fuerte espina posteroventral que no fue observada en ninguno de los ejemplares estudiados aquí, el surco anterodorsal está bien marcado y es casi recto y tiene mayor desarrollo del *flange* anterior. Por otro lado, *Cyprideis* nov. sp. se diferencia de *C. salebrosa hartmanni* Ramírez, 1967 porque este último no posee dentículos anteromarginales, aunque las hembras de ambas especies son muy similares en contorno. *C. pachamama* Martínez-García *et al.*, 2017 (Mioceno medio–tardío de Ecuador) también presenta dentículos en el margen anterior, aunque, según se puede observar en las imágenes (Martínez-García *et al.*, 2017, fig. 11.1), estas se presentan en mayor cantidad, las valvas femeninas son en comparación más compactas (más altas), con el margen dorsal más arqueado y el posterior marcadamente trucado. Es comparable también con *Cyprideis* spp. de Nicolaidis y Coimbra, 2008 (fig. 3, L–M y fig. 4, B–D), se diferencia de este porque los machos de *Cyprideis* sp. nov. poseen un margen dorsal un poco más cóncavo y el ventral es casi completamente recto. Por último, *C. pachamama* posee los canales de los poros marginales simples o bifurcados. *C. riograndensis* Pinto y Ornella, 1965, ha sido considerada como sinónimo de *C. multidentata* por Sandberg y Plusbellec (1974), dichos autores establecen que las diferencias entre ambas especies ya sea en el caparazón como en las partes blandas se deben únicamente variaciones intraespecíficas.

**Procedencia geográfica y estratigráfica.** Río Totoral y Playa del Zorro, Valle del Cajón, provincia de Catamarca, Aloformación Playa del Zorro, Mioceno tardío. Cerro Pampa, provincia de Catamarca, Formación Chiquimil, Mioceno tardío.



**Figura 32.** Boxplot A. Comparación entre la longitud (mm) de las valvas izquierdas de *Cyprideis* nov. sp. de machos vs. las hembras. B. Comparación entre la altura (mm) de las valvas izquierdas de machos vs. hembras de *Cyprideis* nov. sp., nivel M13, Perfil 2, Aloformación Playa del Zorro. n= 442.



**Figura 33.** Boxplot A. Comparación entre la longitud (mm) de las valvas derechas de *Cyprideis* nov. sp. de machos vs. hembras. B. Comparación entre la altura (mm) de valvas derechas de machos vs. hembras de *Cyprideis* nov. sp., nivel M13, Perfil 2, Aloformación Playa del Zorro. n= 348.

#### Género *Perissocytheridea* Stephenson, 1938

Especie tipo. *Cytheridea matsoni* Stephenson, 1935

**Comentarios.** El género *Perissocytheridea* es de origen gondwánico (Mebrouk *et al.*, 2011; Piovesan *et al.*, 2015; Evangelista Nogueira y Ramos, 2016) y se lo registra desde el Cretácico Tardío hasta la actualidad en ambientes marinos, marino marginales y continentales salobres, alrededor del globo (Babinot, 1988; Andreu, 1996; Colin *et al.*, 1996; Bassiouni, 2002; Piovesan *et al.*, 2015; Patarroyo *et al.*, 2019). Se caracteriza por poseer un caparazón pequeño, subpiriforme o subtrapezoidal en vista lateral, con la mayor altura en la parte anterior. Posee con una superficie fuertemente ornamentada, y

presenta dimorfismo sexual pronunciado, conjuntamente con charnela merodontal (Moore y Pitrat, 1961).

***Perissocytheridea* cf. *carrenoae* Nicolaidis y Coimbra 2008**

(Lám. 5. a–i)

**Material.** 131 caparazones y 4 valvas.

**Repositorio.** PMP-CTES nº 3752, un caparazón hembra (Lám. 5.a); PMP-CTES nº 3753, un caparazón macho (Lám. 5.b). PMP-CTES nº 3754, un caparazón hembra (Lám. 5.c). PMP-CTES nº 3755, un caparazón hembra (Lám. 5.d). PMP-CTES nº 3756, una valva fragmentada (Lám. 5.f–i). Material complementario CTES-PMP, lote N°3.489.

**Descripción.** Caparazón pequeño a mediano, dimórfico, en vista lateral de contorno subtrapezoidal elongado. El margen anterior es amplio y homogéneamente redondeado, el margen dorsal es recto declinando fuertemente hacia la parte posterior, el margen posterior es redondeado a truncado dorsalmente y redondeado hacia la región ventral. El margen ventral es levemente cóncavo en la mitad, pero está enmascarado por un proceso alar presente en ambas valvas. La mayor altura coincide con el tercio anterior. Cubrimiento normal, la VI es apenas mayor que la VD. Contorno en vista dorsal ojival en los machos, con el borde posterior casi truncado, y elipsoidal en las hembras, en cuyo borde posterior se observa aguzado; anteriormente comprimido, el mayor ancho coincide con el tercio posterior. En la región anterodorsal se observan dos surcos, el anterior acompañado de un tubérculo ocular poco desarrollado. Charnela merodontal, solo se puede observar en el material el elemento anterior, elongado y formado por ~7 dentículos, y el elemento posterior formado por ~4 dentículos. CMC formada por un patrón de cuatro cicatrices dispuestas de manera vertical, la primera es la más pequeña, casi triangular, la segunda y tercera son ovaladas y achatadas y la cuarta es la de mayor tamaño, de forma

circular. Cicatriz frontal con forma de C invertida y amplia. Superficie de las valvas ornamentada por un retículo poligonal, que es más evidente en el margen anterior, donde se dispone paralelo al mismo, hacia la superficie lateral se observa un reticulado de segundo orden, del cual solo se preservan los hoyuelos. Ventralmente se observa una expansión alar inflada, que en algunos casos lleva una protuberancia espinosa en el extremo. Dimorfismo sexual representado por machos en vista lateral más subrectangulares y alargados que las hembras.

**Dimensiones de los ejemplares ilustrados.** Lám. 5, a, ♀: L=0,53 mm, H=0,39 mm, A=0,22; b, ♂: L=0,50 mm, H=0,25 mm; c, ♀: L=0,50 mm, H=0,27 mm A=0,27 mm; d, juvenil: L=0,33 mm, H=0,19 mm; e, ♂: L=0,47 mm, H=0,25 mm.

**Observaciones.** El material estudiado es similar morfológicamente a *Perissocytheridea carrenoae* Nicolaidis y Coimbra, 2008, del Mioceno de la Formación Yecua (Bolivia). Sin embargo, en *P. carrenoae* no se observa reticulado de segundo orden, aunque esto puede ser a consecuencia del tipo de preservación y/o del tipo de paleoambiente. *P. colini* Evangelista Nogueira y Ramos, 2016, del Oligoceno–Mioceno del Amazonia, posee el margen posterodorsal más truncado y la ornamentación es punteada y no reticulada.

**Procedencia geográfica y estratigráfica.** Río Totoral, Valle del Cajón, provincia de Catamarca, Aloformación Playa del Zorro, Mioceno tardío.

Familia LIMNOCYTHERIDAE Klie, 1938

Género *Limnocythere* Brady, 1867

Especie tipo. *Cythere inopinata* Baird, 1843

**Comentarios.** Los primeros registros del género *Limnocythere* Brady en la Argentina provienen del Cretácico Superior en Mendoza, donde se los encuentra asociados a ambientes continentales (Uliana y Musacchio, 1978). Este género se caracteriza por

poseer un caparazón reniforme a subrectangular en vista lateral, la superficie puede ser reticulada, con tubérculos o espinas, el área marginal es ancha con canales de poros simples y marcado dimorfismo sexual (Moore y Pitrat, 1961; Meisch, 2000).

***Limnocythere* sp. 1**

(Lám. 6, fig. a-h, Lám 7, Figs. a-c)

**Material.** 25 caparazones y 6 valvas.

**Repositorio.** CTES-PMP n° 3757, un molde externo (Lám.6.a). CTES-PMP n° 3758, un molde externo (Lám.6.b). CTES-PMP n° 3759, un molde externo (Lám.6.c). CTES-PMP n° 3760, un molde externo (Lám.6.d). CTES-PMP n° 3761, un molde externo (Lám.6.e). CTES-PMP n° 3761, un molde externo (Lám.6.f). CTES-PMP n° 3762, un molde externo (Lám.6.g). CTES-PMP n° 3763, un caparazón (Lám.6.h). Material complementario CTES-PMP, lote n°3.488.

**Descripción.** Caparazón grande, en vista lateral subrectangular. El margen anterior es redondeado y comprimido, margen dorsal es recto, el posterior es truncado-redondeado, margen ventral marcadamente convexo en la mitad anterior y fuertemente cóncavo en la mitad posterior, se continúa con el margen posterior a través de una angulación que se dirige ventralmente. Acompañando la concavidad ventral, la valva se comprime y forma una especie de reborde. La mayor altura se encuentra inmediatamente después de la mitad del largo de la valva. Superficie de la valva suavemente reticulada y ornamentada por dos surcos anterodorsales. Lamela interna desarrollada anteriormente. Canales de poros marginales simples. CMC típica del género, compuesta por cuatro impresiones musculares dispuestas verticalmente.

**Dimensiones.** El material aquí estudiado es fragmentario, por lo cual las medidas son aproximadas. Lám. 6. a, L= 0,75 mm H= 0,40 mm; b, L= 0,63 mm, H= 0,36 mm; c, L=

0,64 mm, H= 0,38 mm; d, L= 0,76 mm, H= 0,42 mm; e, L= 0,56 mm, H= 0,34 mm; f, L= 0,53 mm, H= 0,31 mm; g, L= 0,49 mm, H= 0,30 mm.

**Observaciones.** El material es fragmentario y pobremente preservado, lo cual dificulta la observación de los caracteres taxonómicos. Existen varias especies en la literatura con un margen ventral acuminado ventralmente. Entre estas se menciona a *Limnocythere* sp. de Cusminsky *et al.* (2005), especie del Holoceno de Patagonia (lám. 1, fig. 9–12) pero esta posee un extremo posteroventral más acuminado y contorno más rectangular. Otro ejemplo es *L. ruipunctifinalis* Palacios-Fest *et al.*, 2016 hallada en lagunas del Cuaternario tardío de la Puna argentina (lám. 2, fig. 4–7), sin embargo, esta especie es de contorno subtrapezoidal, no se observa retículo y el borde posterior es marcadamente truncado.

**Procedencia geográfica y estratigráfica.** Río Totoral y Playa del Zorro, Valle del Cajón, provincia de Catamarca, Aloformación Playa del Zorro, Mioceno tardío.

***Limnocythere* sp. 2**

(Lám. 7, Figs. d-g)

**Material.** 4 caparazones.

**Repositorio.** CTES-PMP n° 3764, un caparazón (Lám.7.d). CTES-PMP n° 3765, un caparazón (Lám.7.e). CTES-PMP n° 3766, un molde (Lám.7.f). CTES-PMP n° 3767, un molde (Lám.7.g). CTES-PMP, lote n°3.491.

**Descripción.** Caparazón mediano subreniforme en vista lateral. Margen anterior ampliamente redondeado y comprimido, el margen dorsal es suavemente convexo e inclinado posteriormente, margen posterior redondeado, y margen ventral cóncavo en la parte media. La mayor altura coincide con el tercio anterior de la valva. Superficie

ornamentada con dos surco anterodorsales y suavemente reticulada. Detalles de la morfología interna no observados.

**Dimensiones.** El material estudiado es fragmentario, por lo cual las medidas son aproximadas. Lám. 7. d, L= 0,70 mm, H= 0,36 mm; e, L= 0,60mm, H= 0,34mm; f, L= 0,65 mm, H= 0,35 mm; g, L= 0,55 mm, H= 0,32 mm.

**Observación.** El material analizado se asemeja a *Limnocytehre fosteri* Palacios-Fest *et al.*, 2016 del Cuaternario tardío de la Puna argentina en el contorno en vista lateral, pero se diferencia en que en *L. fosteri* el margen dorsal declina de manera más suave hacia la parte posterior. La escasez y pobre preservación de los ejemplares impide realizar mayores comparaciones.

**Procedencia geográfica y estratigráfica.** Localidad Río Totoral, Valle del Cajón, Provincia de Catamarca, Aloformación Playa del Zorro, Mioceno tardío.

Reino CHROMISTA *s.l.* Cavalier-Smith, 1981

Phylum FORAMINIFERA, d'Orbigny, 1826

Clase GLOBOTHALAMEA Pawłowski, Holzmann y Tyszka, 2013

Orden ROTALIIDAE Delage y Hérouard, 1896

Familia ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839

Género *Ammonia* Brünnich, 1771

Especie tipo. *Nautilus beccari* Linnaeus, 1758

*Ammonia tepida* Cushman, 1926

(Lám. 8, a-g)

**Material.** 128 conchillas

**Repositorio.** PMP-CTES nº 3743, un molde (Lám. 8. a). PMP-CTES nº 3744, un molde (Lám. 8. b). PMP-CTES nº 3745, un molde (Lám. 8. c). PMP-CTES nº 3746, un molde

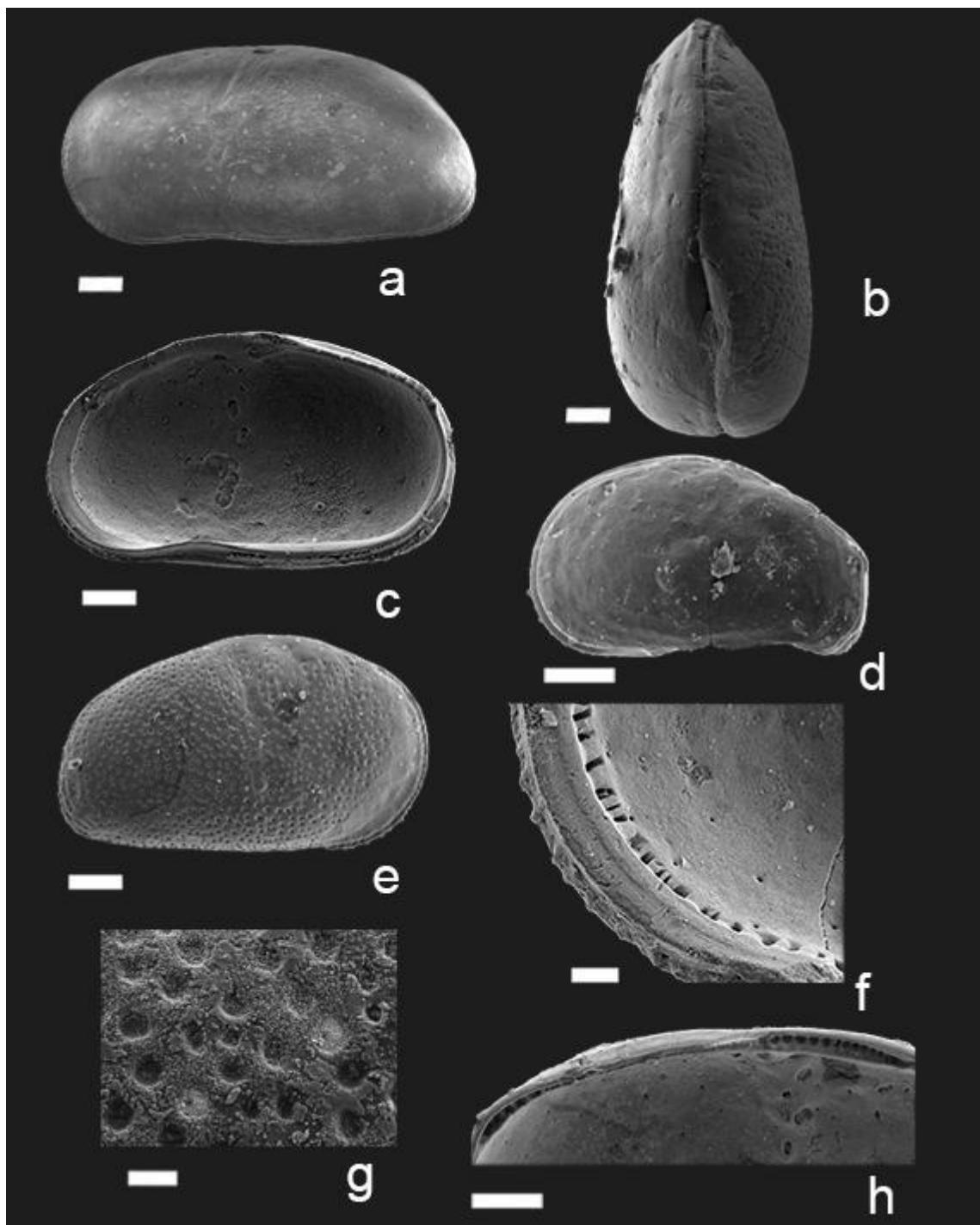
(Lám. 8. d). PMP-CTES nº 3747, (Lám. 8. e). PMP-CTES nº 3748, un caparazón (Lám. 8. f). PMP-CTES nº 3749, un caparazón (Lám. 8. g). PMP-CTES. CTES-PMP, lote N°3.490

**Descripción.** Conchilla trocoespiral, de contorno lobulado sin quilla, seis cámaras visibles en la última vuelta, suturas deprimidas, recurvadas, bien marcadas en la vista umbilical. Sin botón calcáreo en el área umbilical. Abertura interiomarginal.

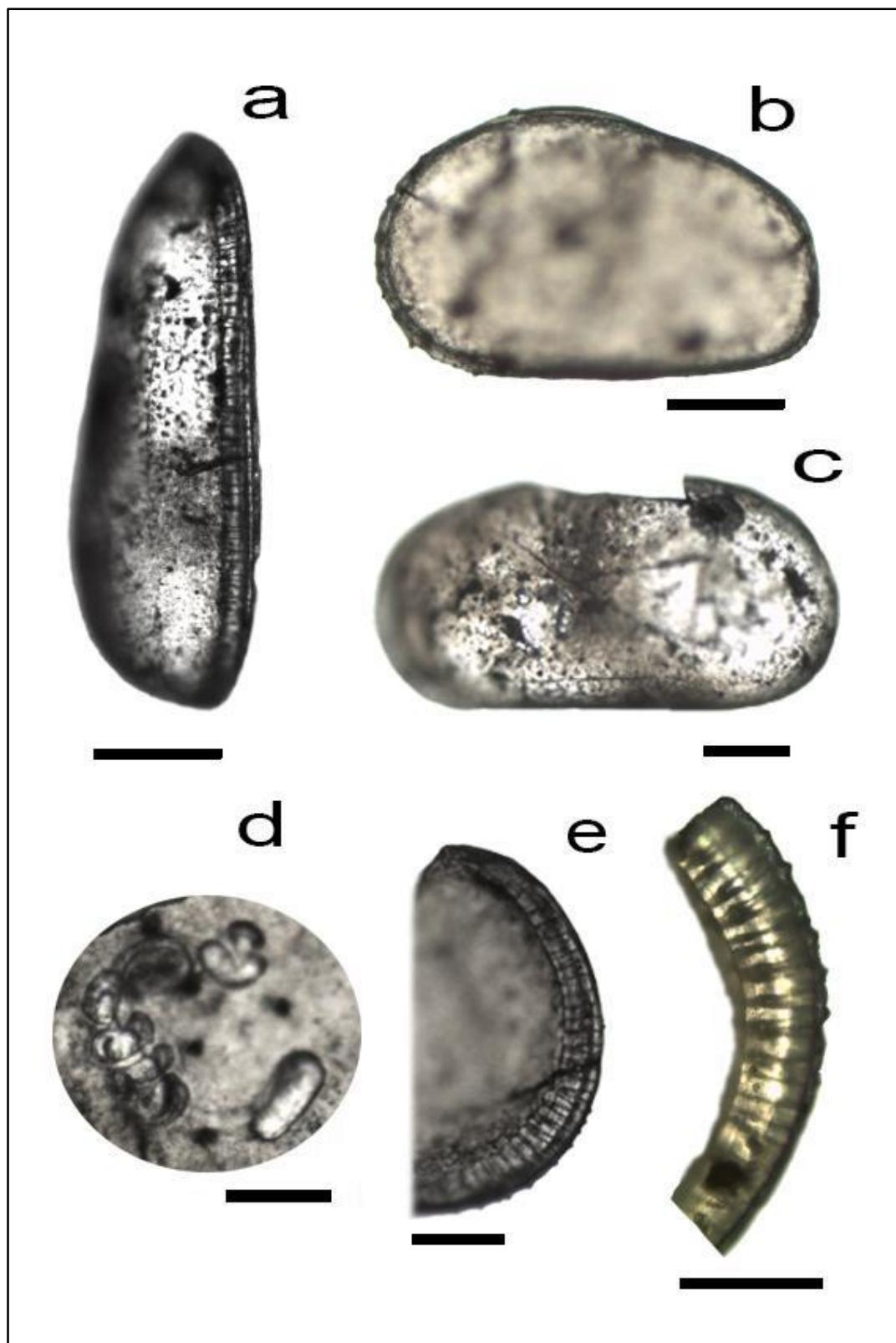
**Dimensiones.** Lám. 8. a, L=0,23 mm, H=0,2; b, L=0,24 mm, H=19; c, L= 0,25 mm, H=19; d, L=0,19 mm, H=0,22; e, L= 0,24 mm, H= 0,18 mm; f, L=0,24 mm, H=0,2mm; g, L=0,28 mm, H=0,22 mm.

**Procedencia geográfica y estratigráfica.** Río Totoral, Valle del Cajón, provincia de Catamarca, Aloformación Playa del Zorro, Mioceno tardío. Cerro Pampa, provincia de Catamarca, Formación Chiquimil, Mioceno tardío.

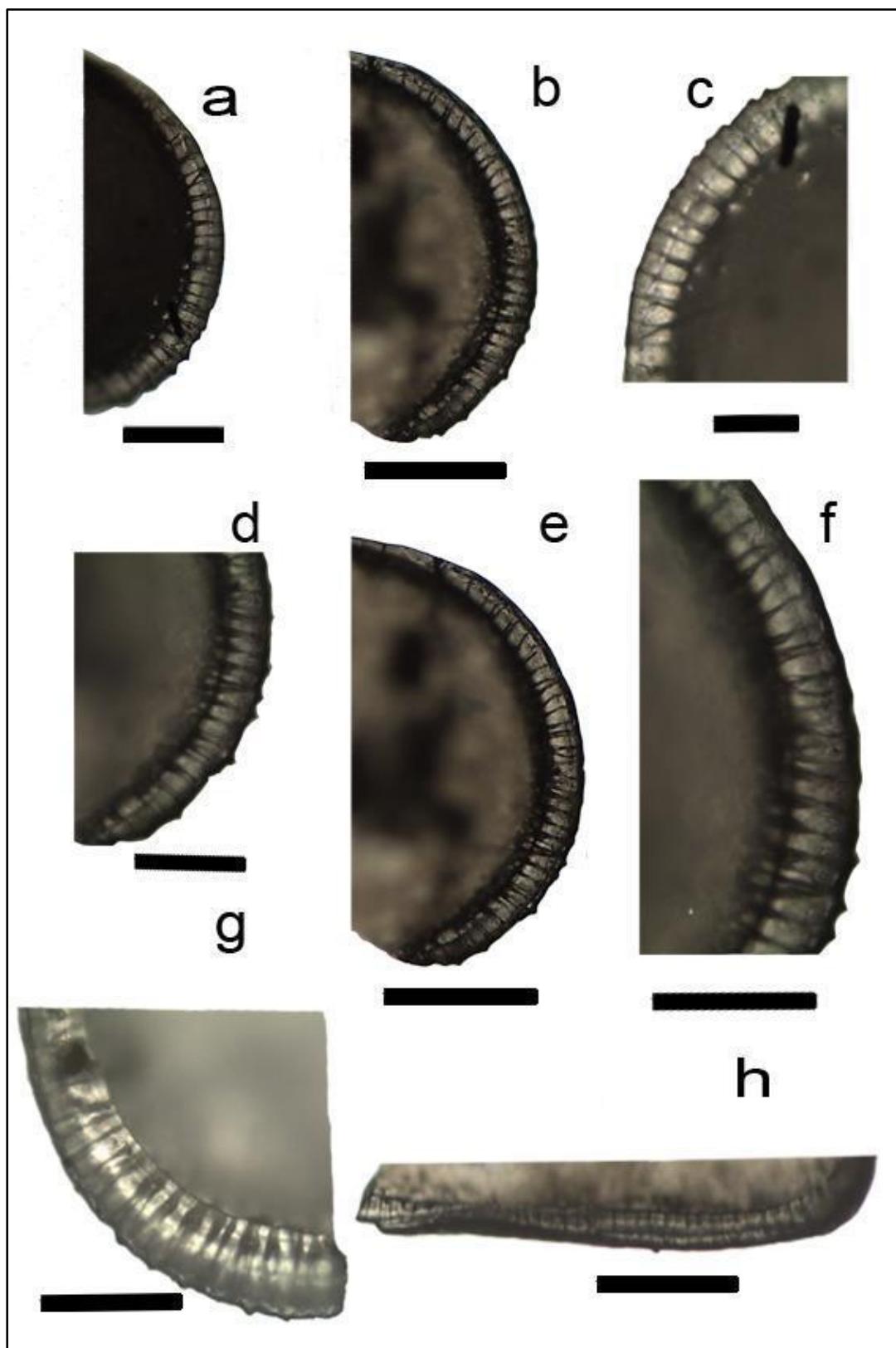
**Observaciones.** Los ejemplares estudiados se diferencian de *A. parkinsoniana* d'Orbigny, porque no poseen botón en el área umbilical. *Nonion demens* Bik forma *santamariana* Zabert, 1984, procedente de Santiago del Estero (Formación Paraná) y del Valle de Santa María (Formación San José), es comparable con este material por el tipo de enroscamiento y la forma subtriangular de las cámaras, sin embargo, en *N. demens* Bik forma *santamariana* Zabert las cámaras poseen una forma más globosa y con un número variable. Algunos ejemplares presentaron formas anómalas (ver discusión).



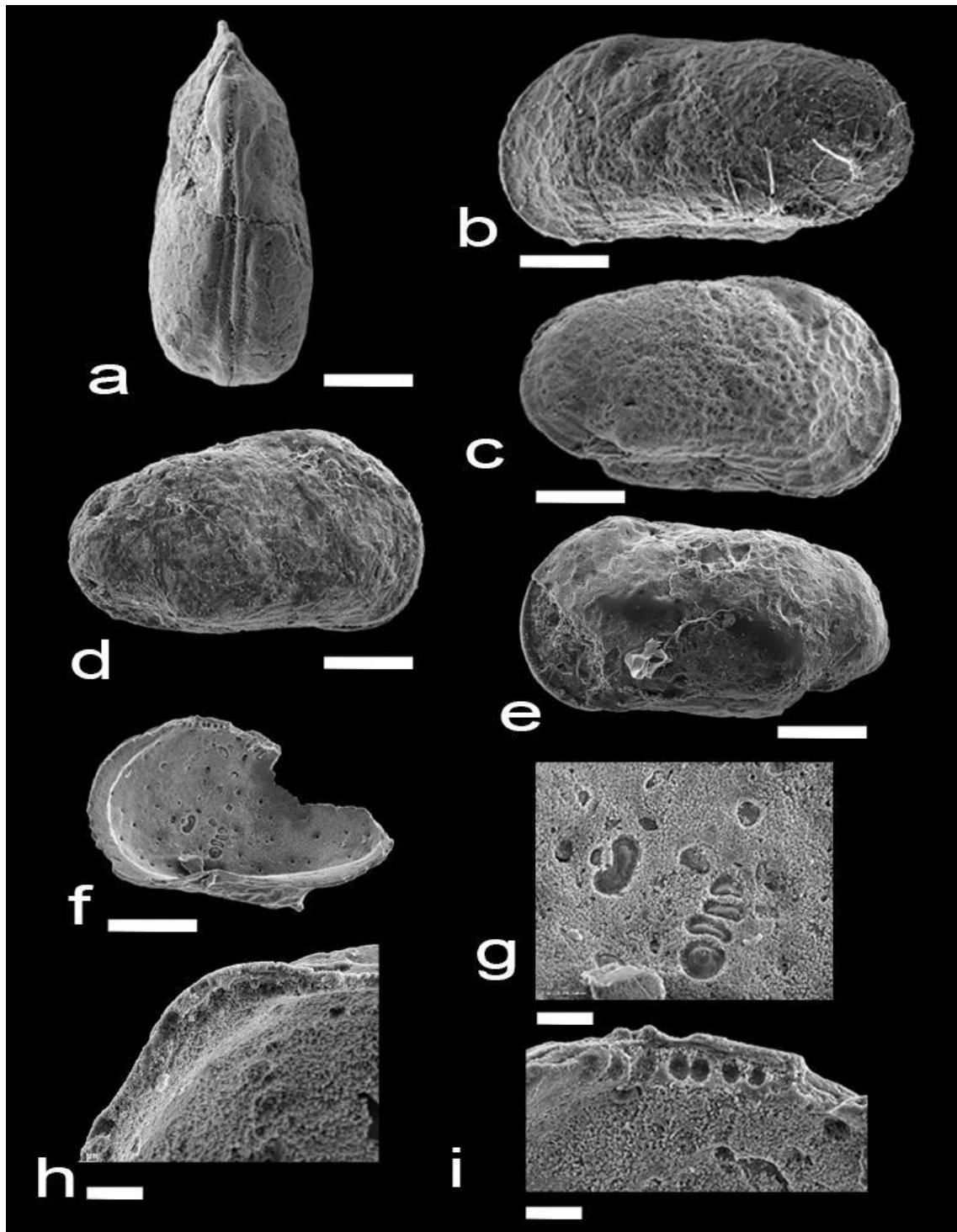
**Lámina 2.** Ostrácodos del Valle del Cajón y Cerro Pampa. Fotografías tomadas en Microscopio electrónico de barrido (MEB). **a-h**, *Cyprideis nov. sp.* **a**, C, vista lateral izquierda ♂. PMP-CTES nº 3728; **b**, C, vista dorsal ♀. PMP-CTES nº 3729; **c**, VD, vista lateral interna, ♀. PMP-CTES nº 3730; **d**, VD juvenil, vista lateral interna. PMP-CTES nº 3731; **e**, VD juvenil, vista lateral externa. PMP-CTES nº 3732; **f**, detalle del área marginal anterior, VD. PMP-CTES nº 3730; **g**, detalle la superficie valvar; **h**, VI, Detalle de la charnela. Escalas= a-e, 0,1 mm; h, 0,05 mm; f, 0,02 mm; g, 0,01 mm.



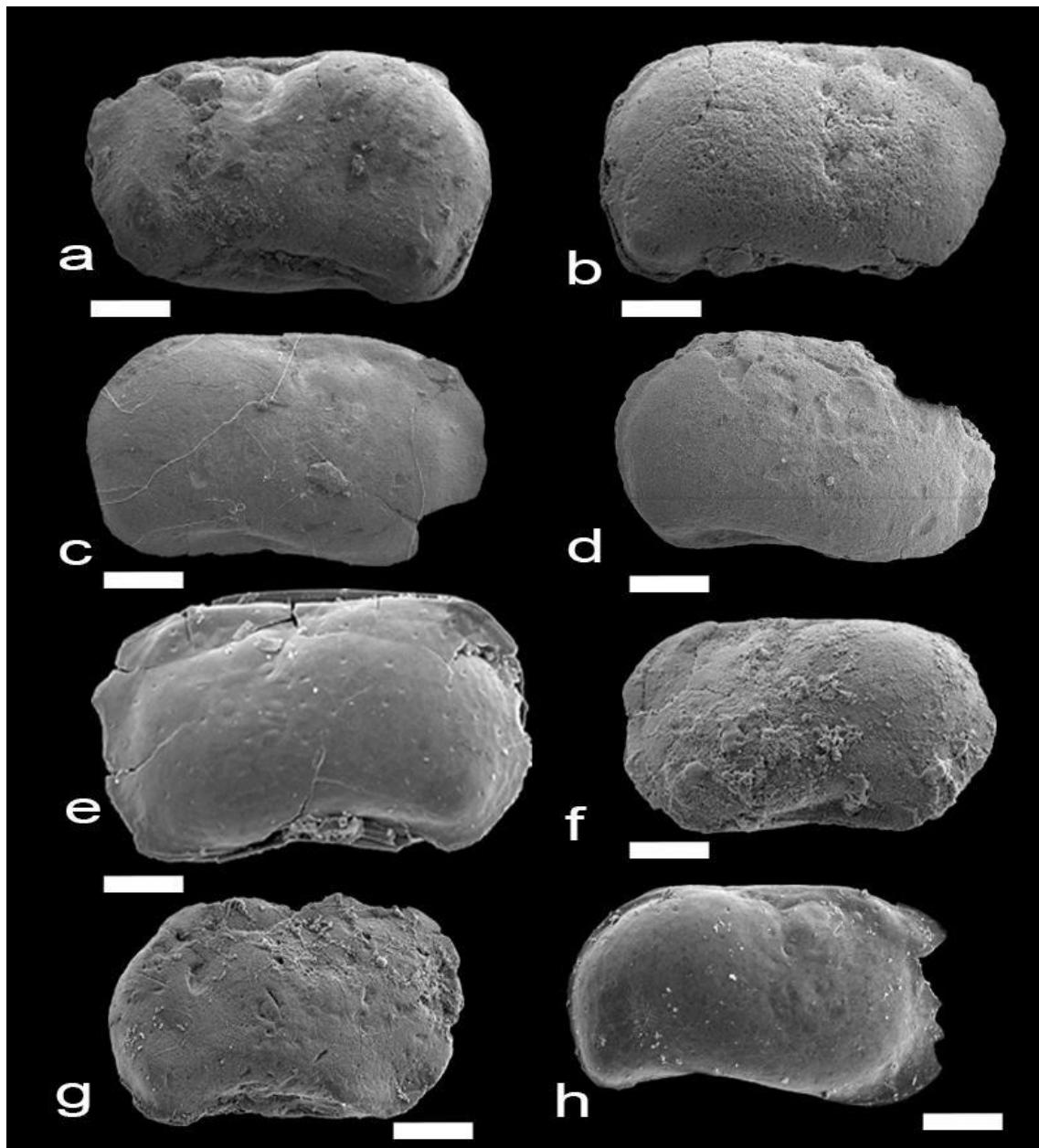
**Lámina 3.** *Cyprideis* nov. sp. Fotografías tomadas en microscopio óptico. **a**, VD vista ventral, ♀. PMP-CTES nº 3735; **b**, VI, juvenil. PMP-CTES nº 3736; **c**, VI, ♀. PMP-CTES nº 3737; **d**, detalle de las impresiones musculares; **e-f**, detalle del área marginal. Escala= 0,1 mm.



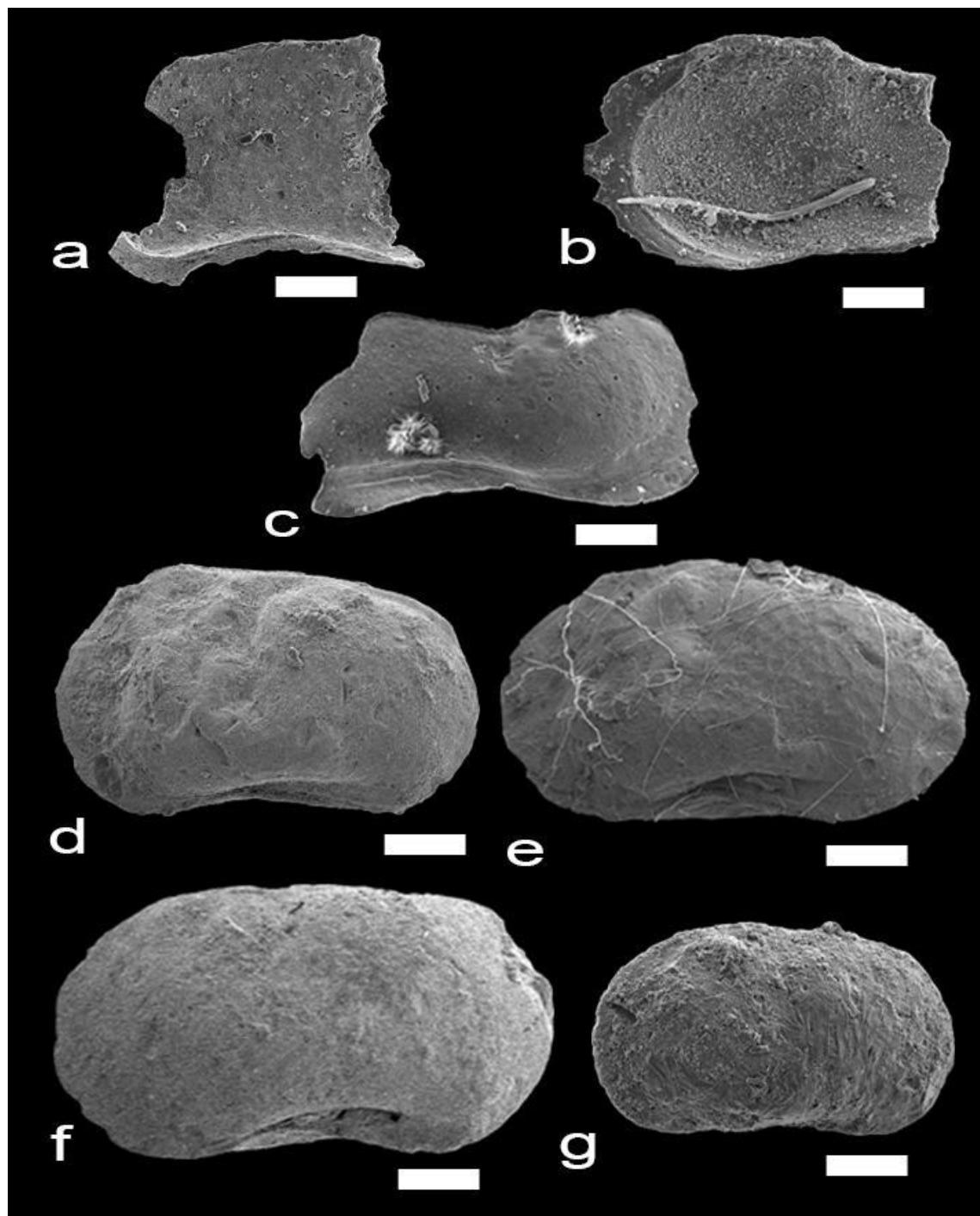
**Lámina 4. *Cyprideis* nov. sp.** Fotografías tomadas en microscopio óptico (MO). Detalles del área marginal anterior y ventral de la valva. Escala= a–b, e, g–h 0,1 mm; c–d, f 0,04 mm. a,c, PMP-CTES nº 3738; b, PMP-CTES nº 3739; d, PMP-CTES nº 3740; e, PMP-CTES nº 3741; f, PMP-CTES nº 3742.



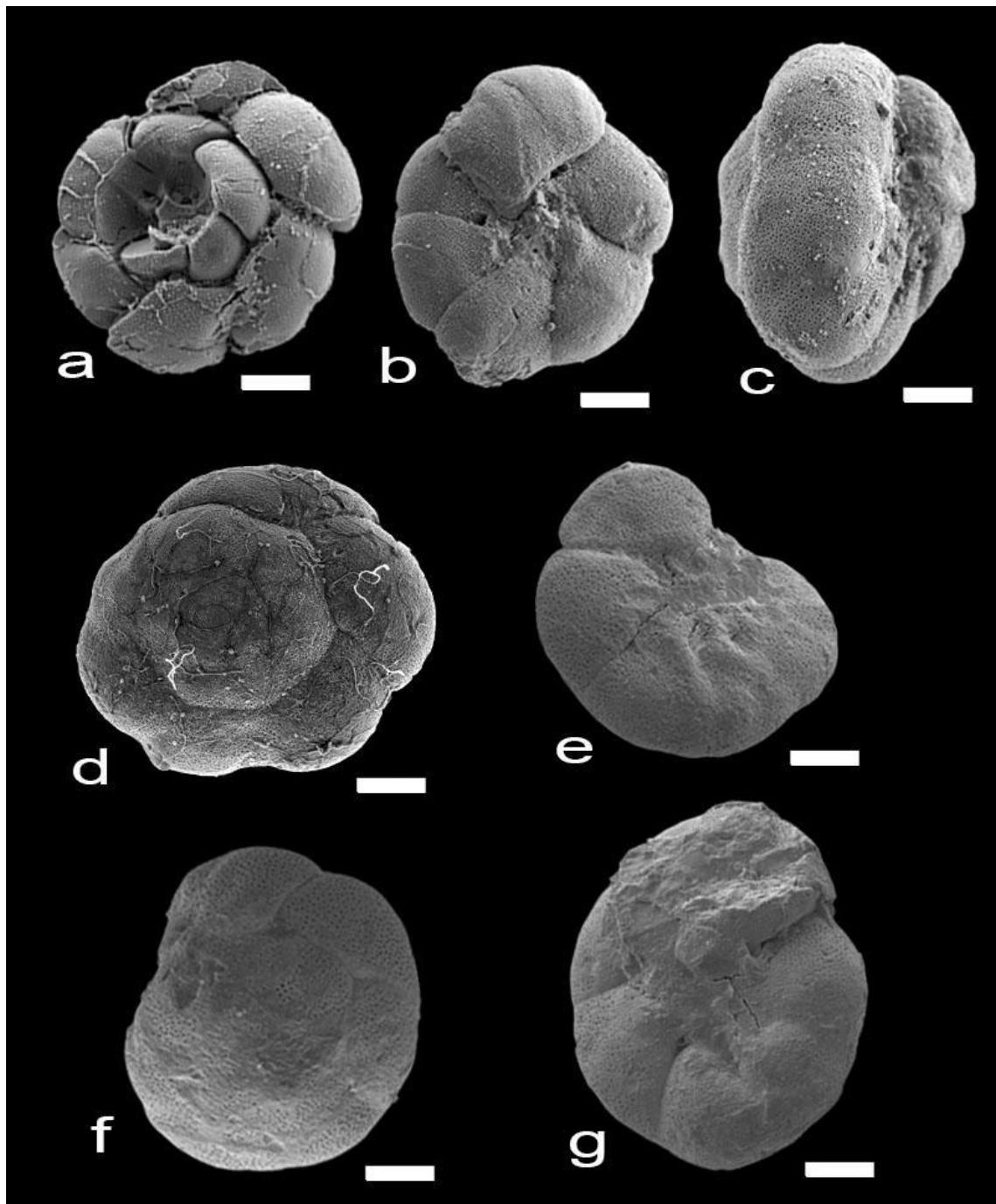
**Lámina 5.** *Perissocytheridea* cf. *carrenoae*. Fotografías tomadas en MEB. **a, C**, vista dorsal ♂. PMP-CTES n° 3752; **b, C**, vista lateral externa, VI ♂. PMP-CTES n° 3753; **c, C**, vista lateral derecha, ♀. PMP-CTES n° 3754; **d, C**, vista lateral derecha, ♀. PMP-CTES n° 3755; **e, C**, vista lateral izquierda, ♀; **f**, vista lateral interna, VD. PMP-CTES n° 3756; **g**, detalle de las impresiones musculares; **h-i**, detalle de la charnela, **h**, foseta posterior, **i**, foseta anterior. a-f, escala= 0,1 mm; g-i, escala= 0,02 mm.



**Lámina 6.** *Limnocythere* sp. 1. Fotografías tomadas en MEB. **a**, molde, vista lateral externa, VI. CTES-PMP n° 3757; **b**, molde, vista lateral externa, VD. CTES-PMP n° 3758; **c**, molde, vista lateral externa, VD. CTES-PMP n° 3759; **d**, molde, vista lateral externa, VD. CTES-PMP n° 3760; **e**, C, vista lateral externa, VI. CTES-PMP n° 3761; **f**, molde, vista lateral externa, VI; **g**, molde, vista lateral externa, VD. CTES-PMP n° 3762; **h**, C, vista lateral externa, VD. CTES-PMP n° 3763. Escala= 0,1 mm.



**Lámina 7.** Fotografías tomadas en MEB. **a-c**, *Limnocythere* sp. 1, fragmentos de valvas, vista lateral interna. **d-g**, *Limnocythere* sp. 2, **d**, C, vista lateral externa, VI. CTES-PMP n° 3764; **e**, C, vista lateral externa, VI. CTES-PMP n° 3765; **f**, juvenil, Molde, vista lateral externa, VI. CTES-PMP n° 3766; **g**, vista lateral externa, VI. CTES-PMP n° 3767. Escala= 0,1 mm.



**Lámina 8.** Conchillas de *Ammonia tepida* Cushman. Fotografías tomadas en MEB. **a, d**, vista espiral; **b, e, g**, vista umbilical; **c**, vista lateral. Escala= 0,05 mm. a, PMP-CTES n° 3743; b, PMP-CTES n° 3744; c, PMP-CTES n° 3745; d, PMP-CTES n° 3746; e, PMP-CTES n° 3747; f, PMP-CTES n° 3748; g, PMP-CTES n° 3749.

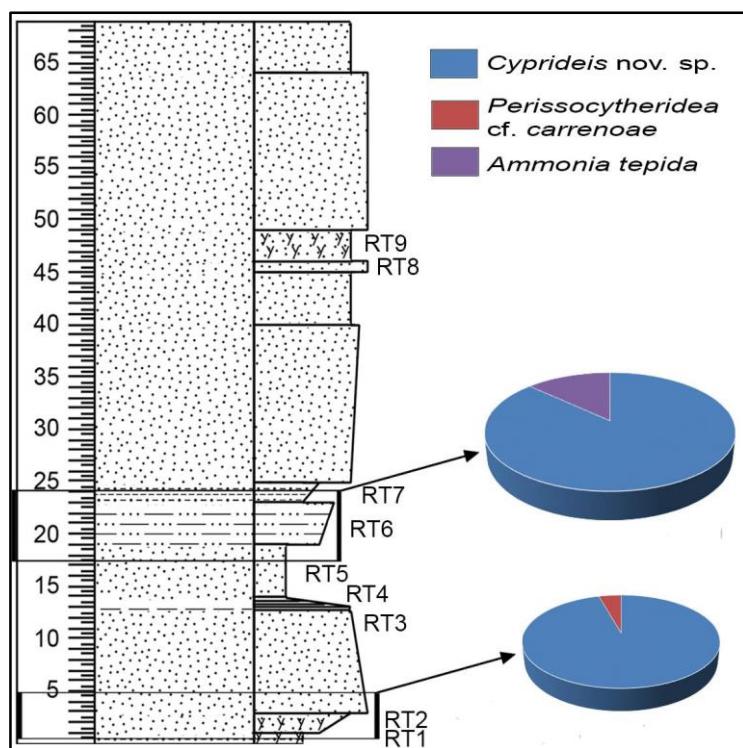
## 4.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS ASOCIACIONES

Los ostrácodos se encuentran representados por valvas y caparazones en diferentes estados de preservación. *Cyprideis* nov. sp. fue dominante en todas las asociaciones observadas.

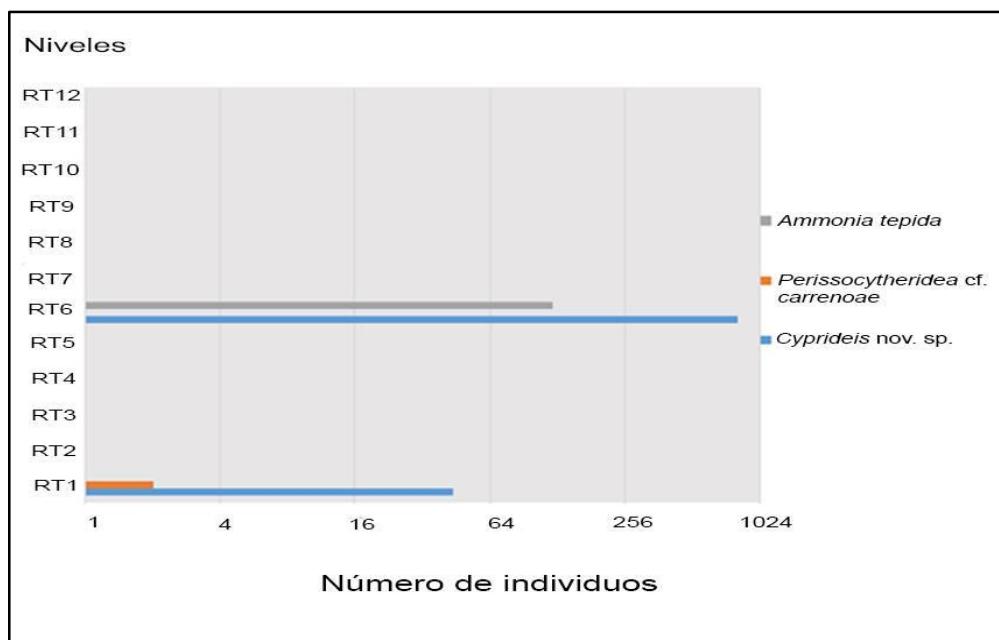
### 4.3.1 Aloformación Playa del Zorro

#### 4.3.1.1 Río Totoral

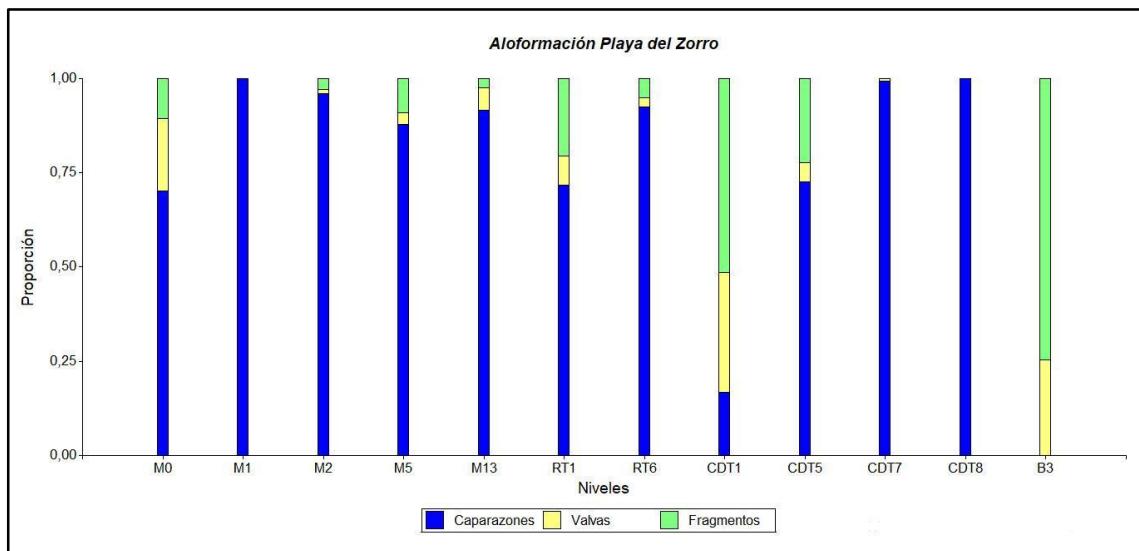
En el **perfil 1** (P1) *Perissocytheridea* cf. *carrenoae* Nicolaïdis y Coimbra fue hallado en la muestra RT1 con una baja representatividad, con valores inferiores al 10% del total de individuos (Figs. 34–35). En esta muestra solo fueron hallados caparazones (Fig. 36). En el nivel RT6 fueron hallados foraminíferos de la especie *Ammonia tepida* Cushman, muchos de ellos representados por moldes, con una abundancia del 15 %, sobre el resto de los microfósiles calcáreos (Fig. 34). En ambos niveles los valores de H' son bajos, es decir que ambos niveles presentaron una baja diversidad específica, la abundancia relativa es menor en RT1 (Fig. 37), a su vez el valor de D fue mayor en RT6, que presentó una mayor dominancia y menor equidad (Fig. 37). En ambos niveles los ejemplares juveniles fueron escasos (Fig. 38).



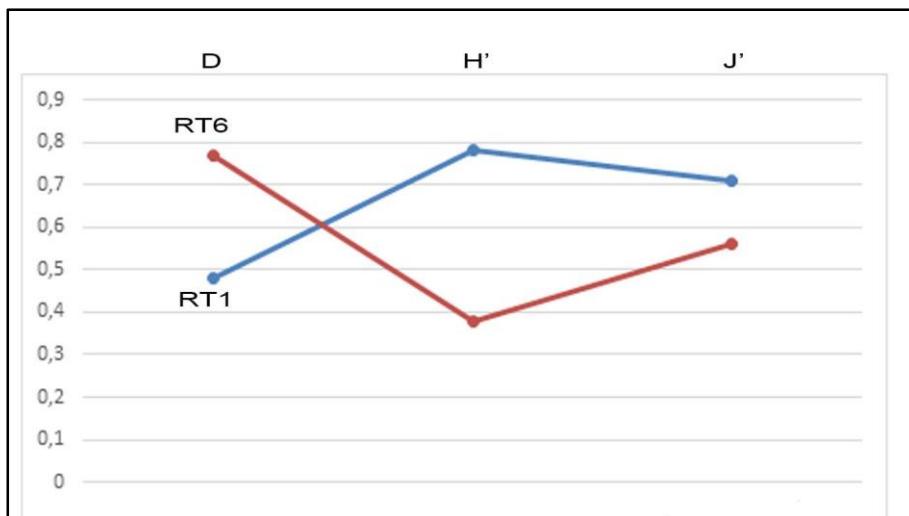
**Figura 34.** Abundancia relativa de los taxa hallados en cada nivel en P1, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



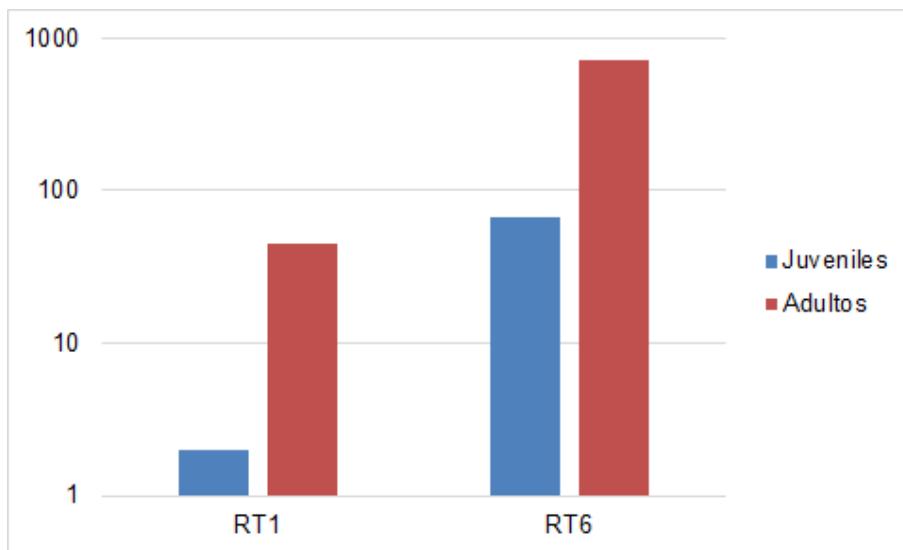
**Figura 35.** Abundancia de ejemplares de los niveles productivos en P1, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



**Figura 36.** Proporción de caparazones (azul), valvas (amarillo) y fragmentos (verde), de todos los niveles fértiles, (perfles P1, P2, P5 y P8), Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



**Figura 37.** Índices de diversidad en las muestras fértiles del P1; RT1 (azul) y RT6 (rojo), Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral. En el eje X se representan cada uno de los índices; Dominancia (D'), Shannon (H') y Equidad (J). En el eje Y, los valores obtenidos de los mismos.

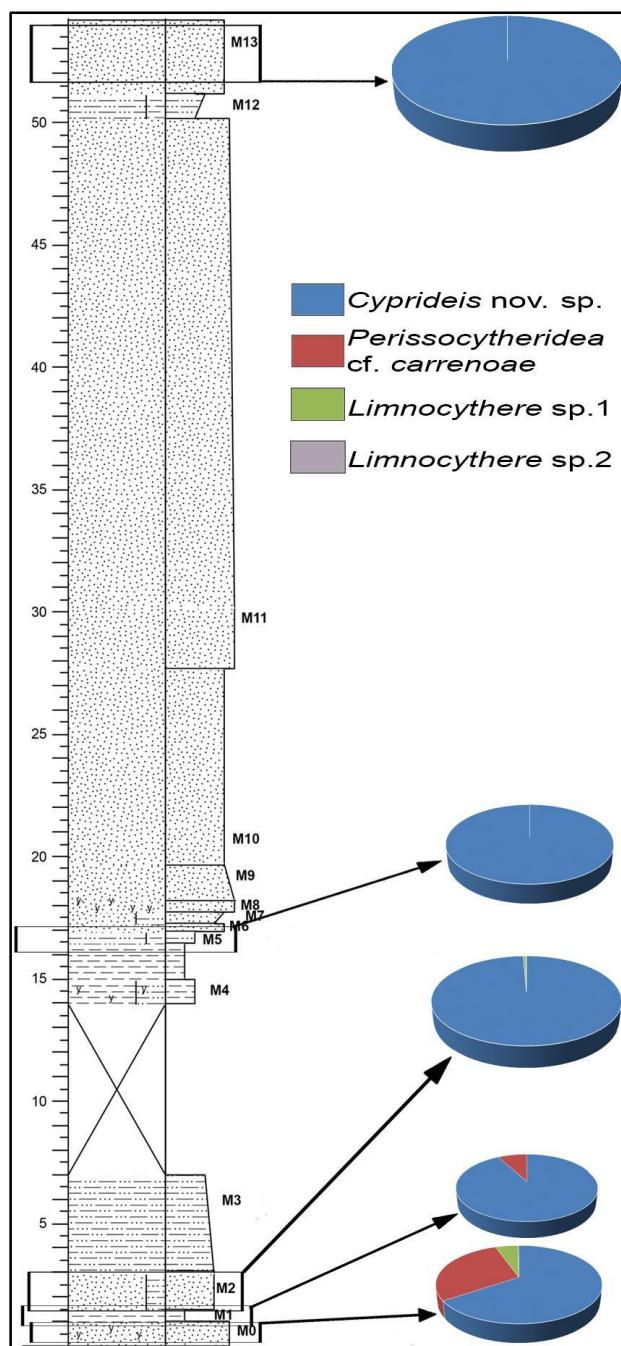


**Figura 38.** Proporción juveniles/adultos de P1, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.

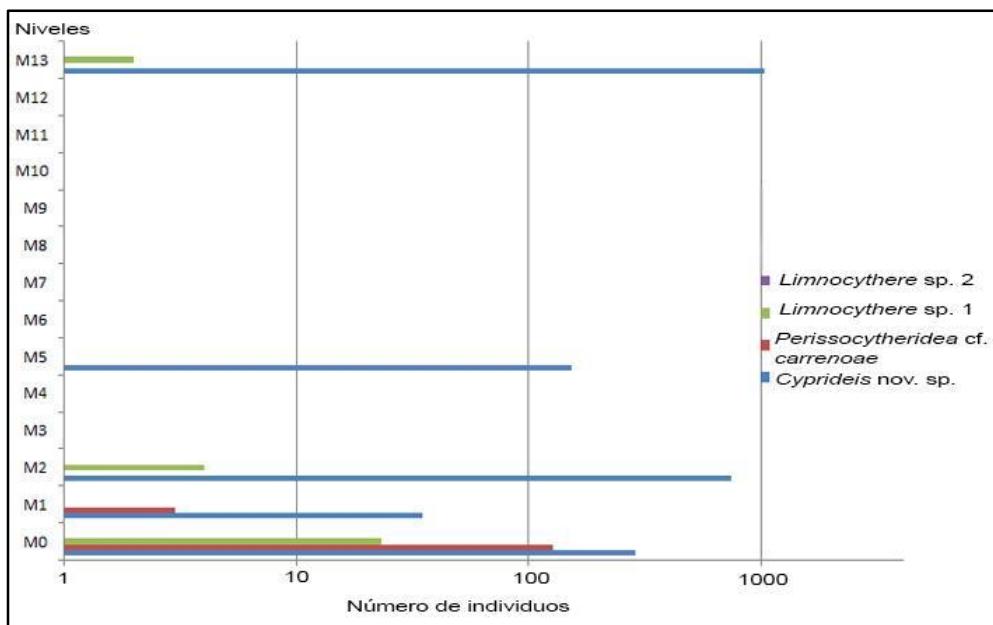
En el **perfil 2** (P2), también presenta una riqueza específica baja, con predominio de *Cyprideis* nov. sp. en todos los niveles, que se incrementa en los niveles superiores (Figs. 39–40) y abundantes caparazones (Fig. 41). En la muestra M0, *Perissocytheridea* cf. *carrenoae*, fue el segundo taxón más representativo, con casi un 50% sobre el total de la muestra, presentando la distribución más equitativa, y el valor de  $H'$  más elevado con respecto a las demás muestras (Fig. 42). En este nivel se observó una muy buena preservación de los caparazones y de las valvas, con una proporción juveniles: adultos de 1:2 (Fig. 43). Se registró un número reducido de ejemplares de *Limnocythere* sp. y *Limnocythere* sp. 2 (Figs. 39–40). Por su parte, en la muestra M1, todos los ostrácodos hallados están representados por caparazones (Fig. 41), se registraron escasos ejemplares de *Perissocytheridea* cf. *carrenoae*. La muestra M2, exhibió una gran abundancia de ejemplares, con una alta dominancia de *Cyprideis* nov. sp. (Figs. 39–40, 42). En la muestra M5, se observó una asociación monoespecífica de *Cyprideis* nov. sp. (Figs. 39–40). Al igual que en M2, esta muestra contó con la presencia de un elevado número de caparazones con compactación (Lám. 9). La mayor abundancia de ejemplares

se encuentra en la muestra M13, con dominancia de *Cyprideis* nov. sp. asociado a *Perissocytheridea* cf. *carrenoae* (Fig. 39–40). Este es el único nivel donde no se observaron caparazones con compactación. Con respecto al análisis poblacional, se registraron los siguientes estadios en esta muestra: A-4, A-3, A-2, A-1, siendo los más abundantes, A-2 y A-1; los valores de estos últimos estadios se observan superpuestos en la nube de puntos (Fig. 44). En las muestras fértiles de los perfiles P1 y P2 menos del 15% del total está representado por fragmentos de valvas (Fig. 41).

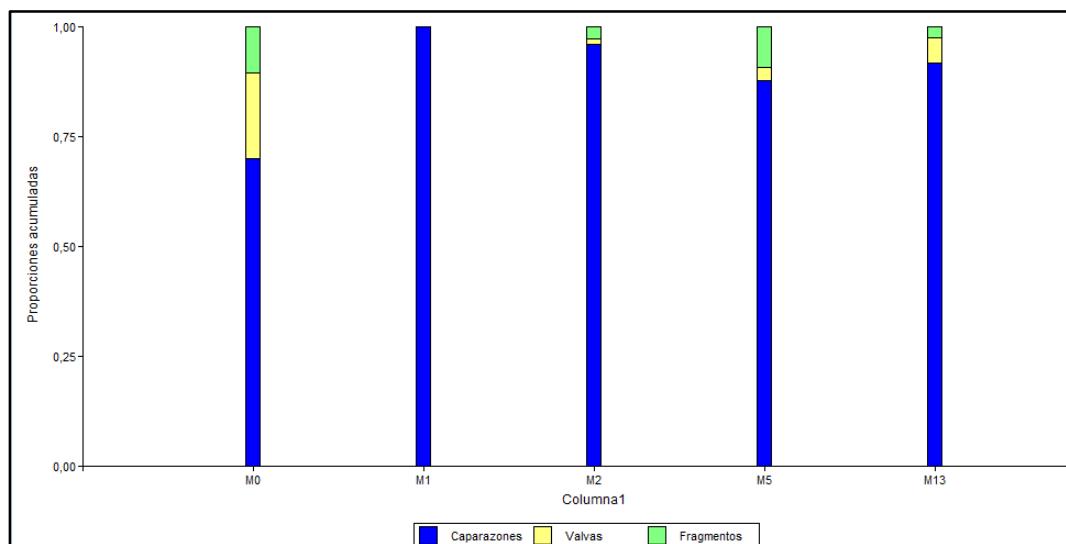
La macrofauna asociada incluye algunos ejemplares de gasterópodos *Heleobia*, y pelecípodos de *Neocorbicula* Stelzneri (Lám. 1). En la muestra M5, *Heleobia* sp. representó un 15% de la asociación, siendo particularmente escaso en el resto de las muestras (menos del 1%). Por su parte *Neocorbicula* sp. se halló en los niveles basales en ambos perfiles (P1 y P2).



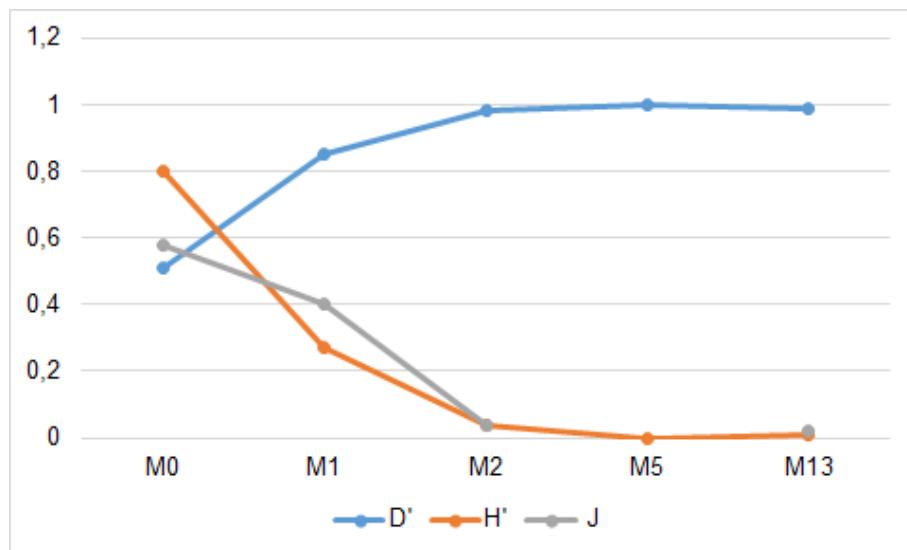
**Figura 39.** Abundancia relativa de los taxones hallados en cada nivel del perfil P2, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



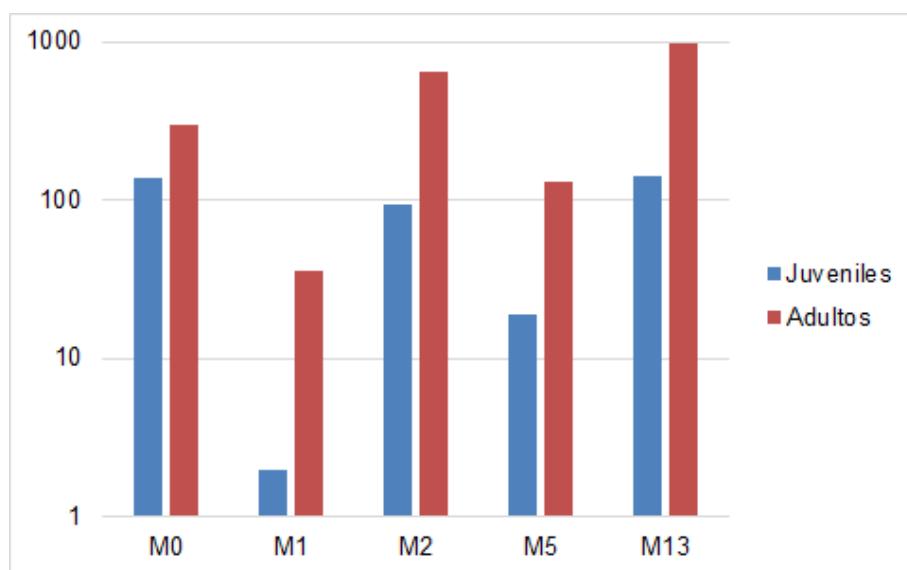
**Figura 40.** Abundancia de ejemplares de los niveles productivos del perfil P2, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



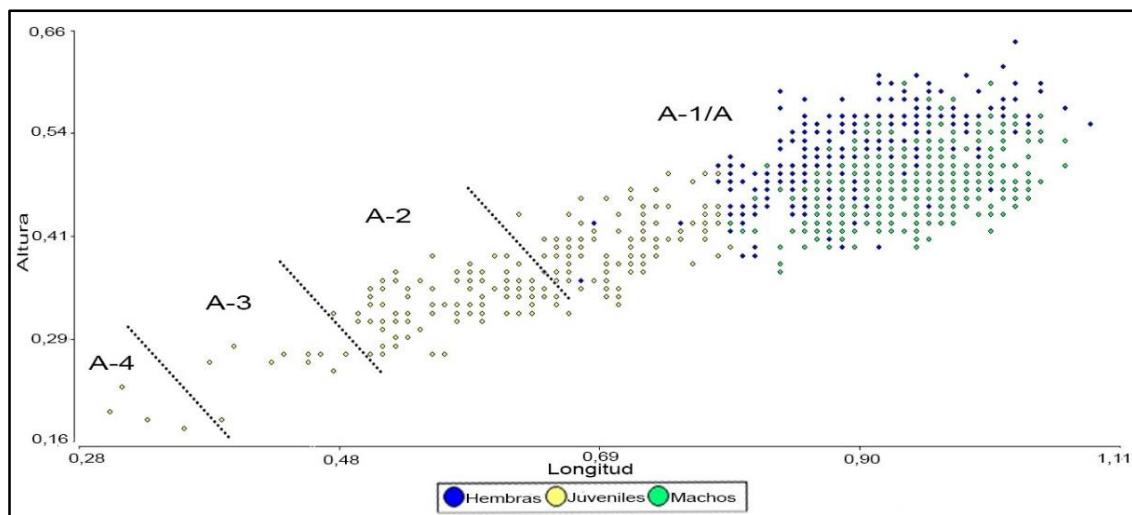
**Figura 41.** Proporción de caparazones (azul), valvas (amarillo) y fragmentos (verde) por niveles del perfil P2, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



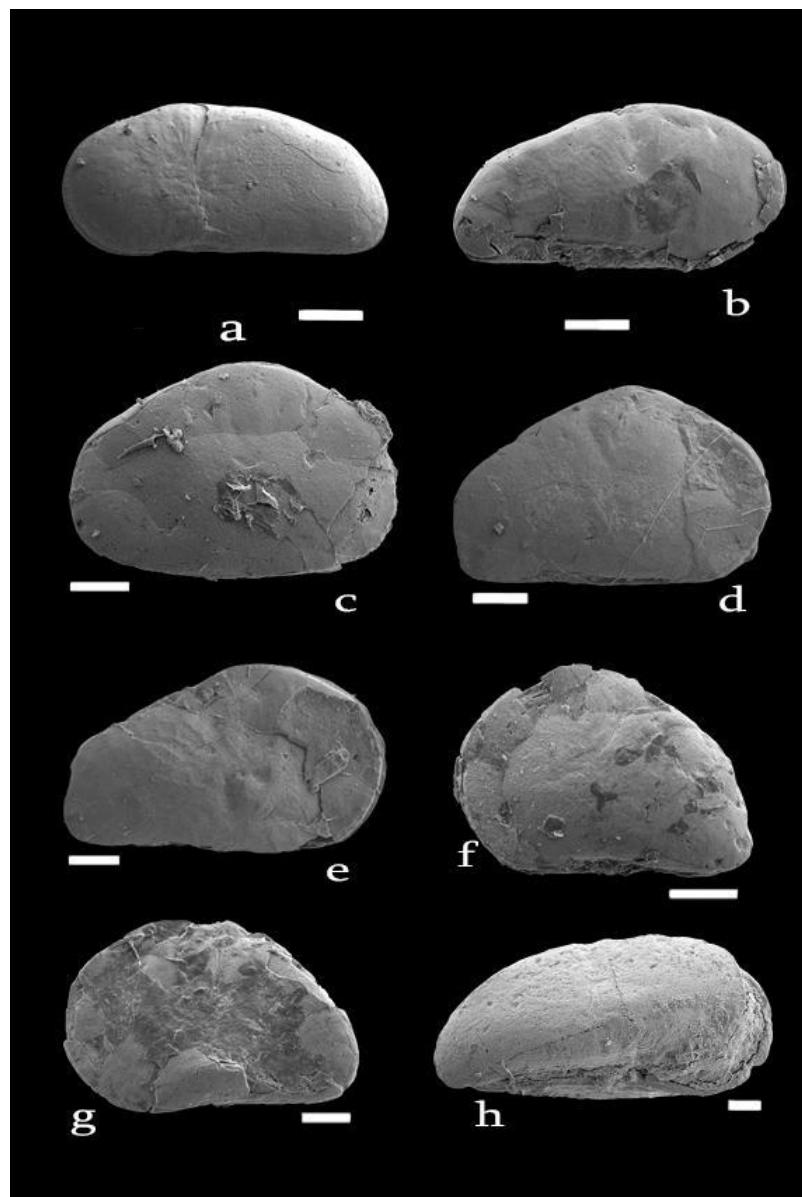
**Figura 42.** Índices de diversidad en las muestras fértiles del perfil P2, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral. El eje X presenta las muestras fértiles y el Y, los valores de los índices.



**Figura 43.** Proporción juveniles : adultos del perfil P2, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



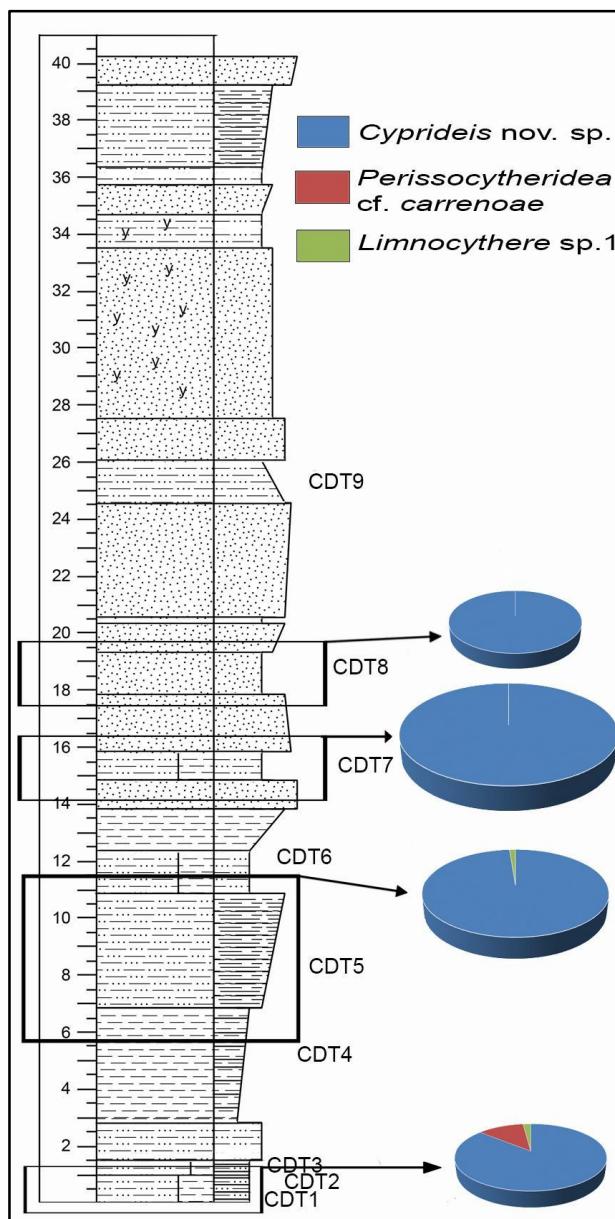
**Figura 44.** Gráfico de dispersión, Nivel “M13” (Loc. Río Totoral, Valle del Cajón). Representando las medidas A (alto), L (largo) de hembras, machos y juveniles de *Cyprideis* nov sp. n=1126.



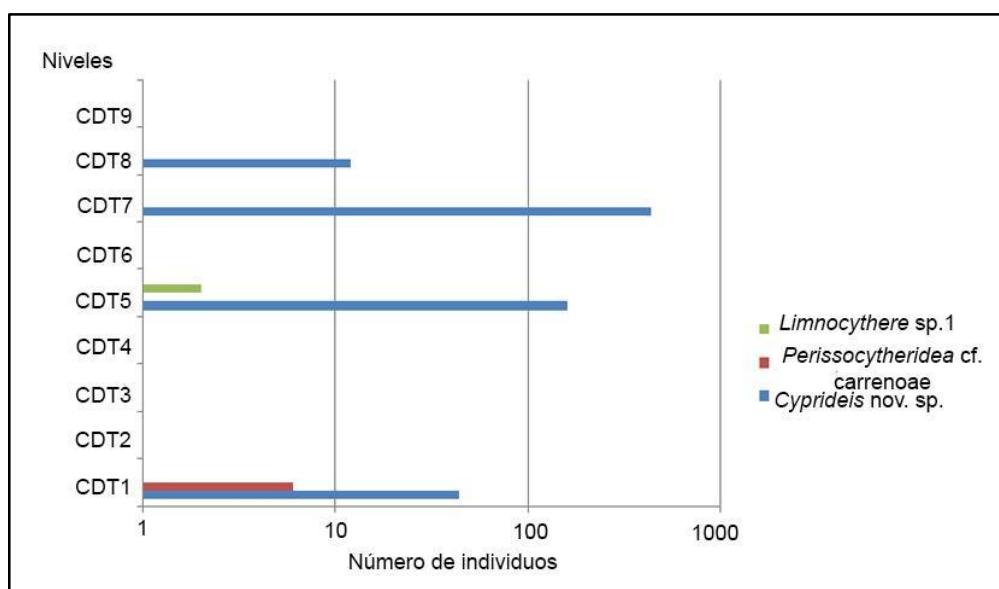
**Lámina 9.** Fotografías tomadas en MEB. a-h, Caparazones de *Cyprideis* nov. sp. con diferente grado de compactación, nivel M2, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral. Escala= 0,1 mm.

En el **perfil 5** (P5), la muestra CDT1 presentó un número de ejemplares relativamente bajo, estuvo representada principalmente por caparazones y valvas de *Cyprideis* nov. sp. (Figs. 45–47). La diversidad y la dominancia en este nivel, a pesar de ser baja (Fig. 48), es comparativamente superior al resto de las muestras y es el que presenta una distribución de las especies es más equitativa (Figs. 45–46 y 48). El 90 % de los ejemplares son juveniles de los estadios A-3, A-2 y A-1 (Fig. 49), y hay abundantes

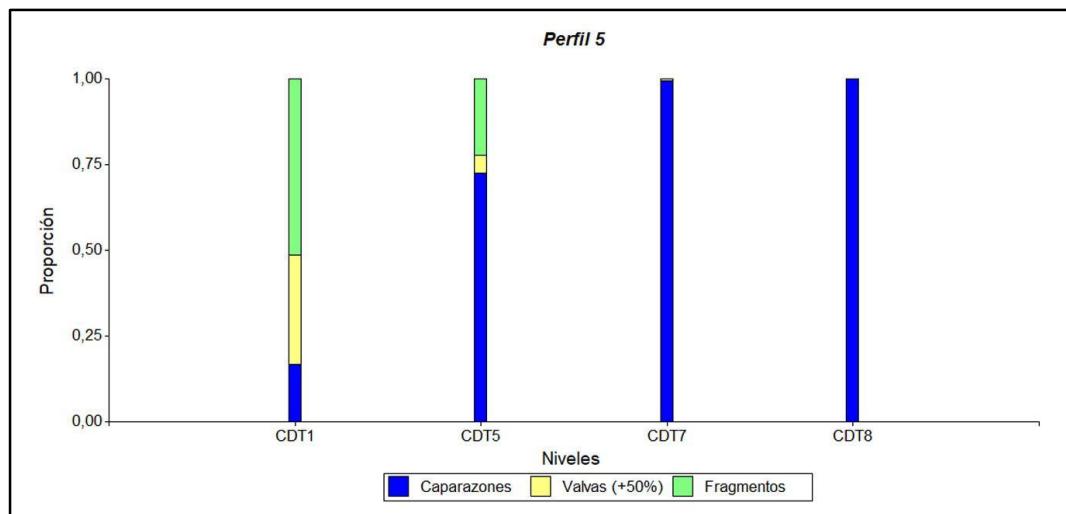
valvas y fragmentos (Fig. 47). Asociados también se encontraron escasos caparazones adultos de *Perissocytheridea* cf. *carrenoae*. En los niveles superiores, en las muestras CDT5, CDT7 y CDT8 se observan asociaciones monoespecíficas de *Cyprideis* nov. sp. (Figs. 45–46), con predominio caparazones adultos (Figs. 47, 49). Tanto CDT7 como CDT8 presentaron abundantes caparazones con compactación, siendo CDT7 donde se observó la mayor abundancia de ejemplares (Fig. 46). En esta muestra también se hallaron como fauna asociada, restos de peces y escasos gasterópodos.



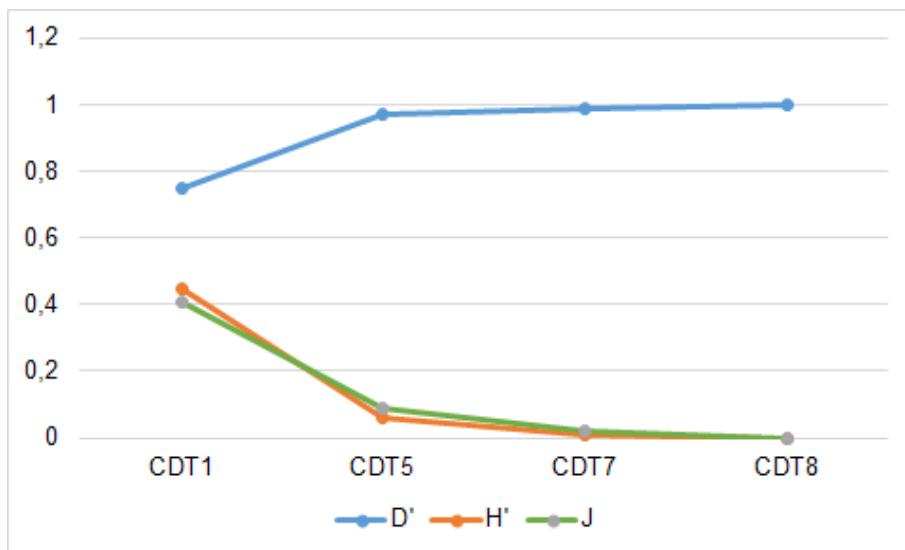
**Figura 45.** Abundancia relativa de los taxones hallados en cada nivel en el P5, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



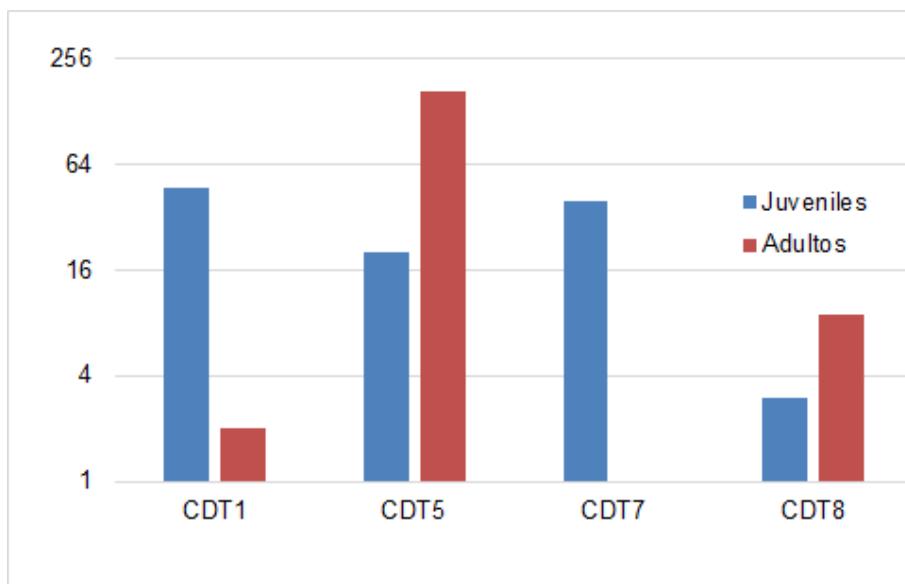
**Figura 46.** Abundancia de ejemplares de los niveles productivos en P5 de la Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



**Figura 47.** Proporción de caparazones (azul), valvas (amarillo) y fragmentos (verdes) por niveles del P5, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.

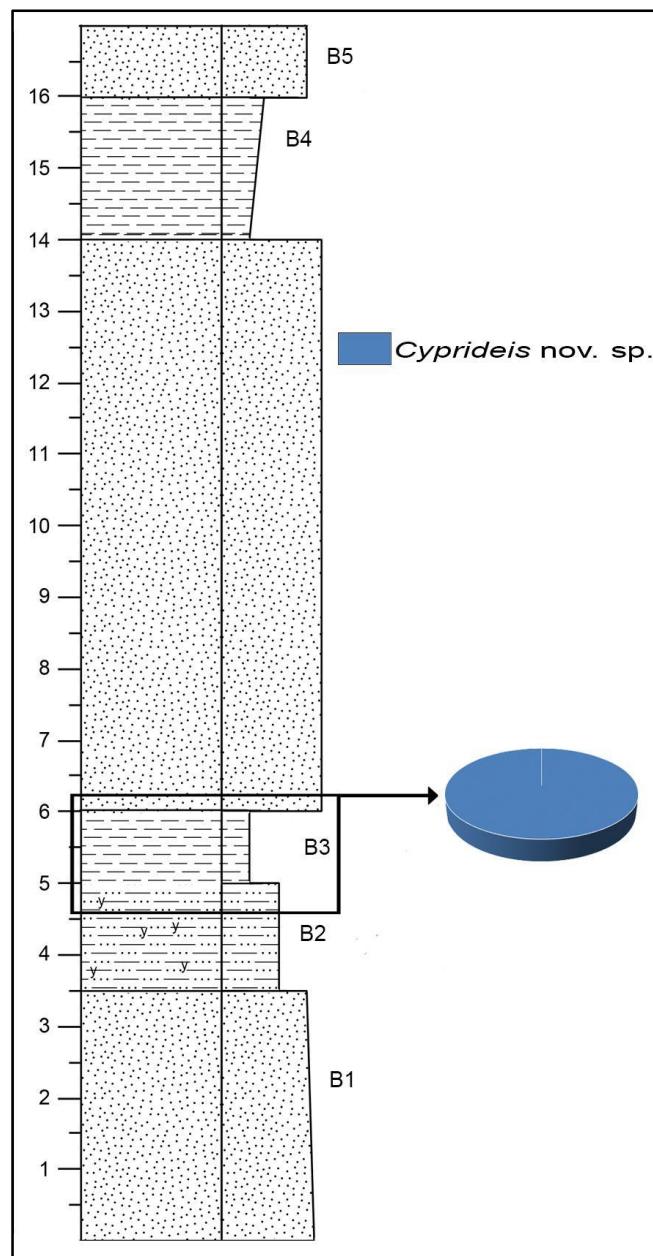


**Figura 48.** Índices de diversidad de las muestras fértiles del P5, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral. El eje X presenta las muestras fértiles y el Y, los valores de los índices.

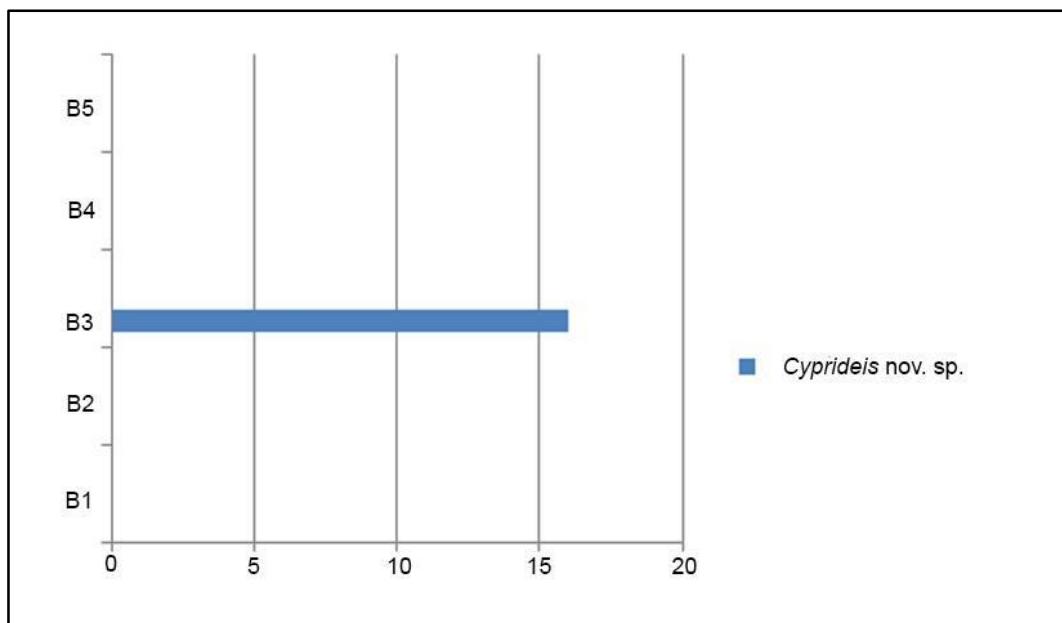


**Figura 49.** Proporción juveniles : adultos del P5, pertenecientes a la Aloformación Playa del Zorro.

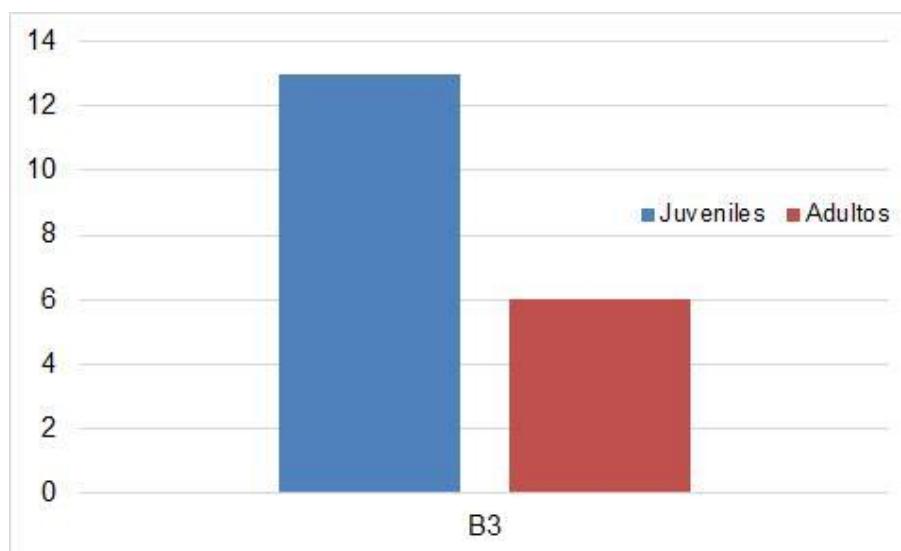
En el **perfil 8** (P8), B3 es la única muestra fértil (Figs. 50–51), en donde se registraron valvas y fragmentos de *Cyprideis* nov. sp. (Fig. 36). La proporción de juveniles : adultos es de 2:1 (Fig. 52). El valor de H' es 0 y D es igual a 1, ya que solo se ha registrado una única especie (Fig. 53).



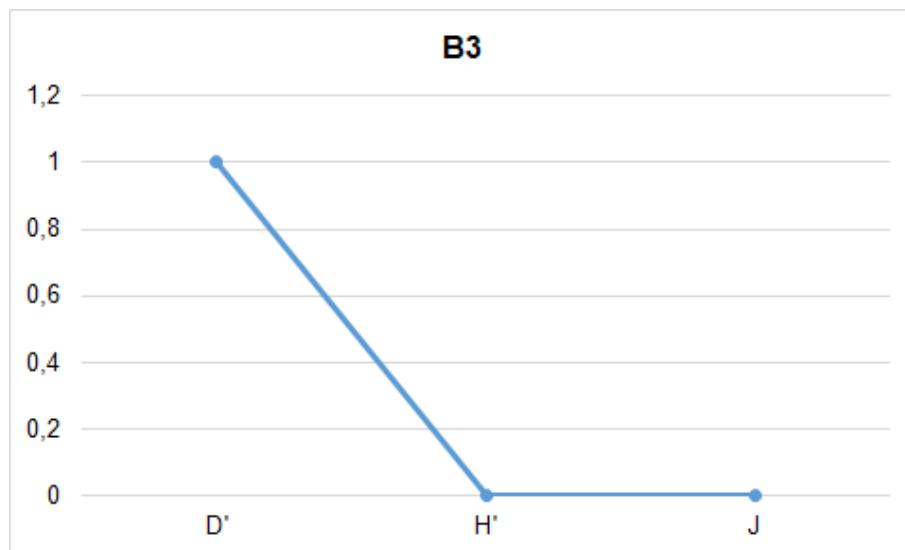
**Figura 50.** Abundancia relativa de los taxones hallados en cada nivel en el P8, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



**Figura 51.** Abundancia de ejemplares del único nivel productivo en el perfil P8, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral.



**Figura 52.** Proporción juveniles : adultos del perfil P8, pertenecientes a la Aloformación Playa del Zorro.



**Figura 53.** Índices de diversidad de la única muestra fértil del perfil P8, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral. En el eje X se representan cada uno de los índices y en el Y, los valores obtenidos de los mismos.

#### 4.3.1.2 Playa del Zorro

Las muestras analizadas de los perfiles **P3**, **P4** y **P7** resultaron estériles en microfósiles calcáreos.

#### 4.3.1.3 La Cascadita

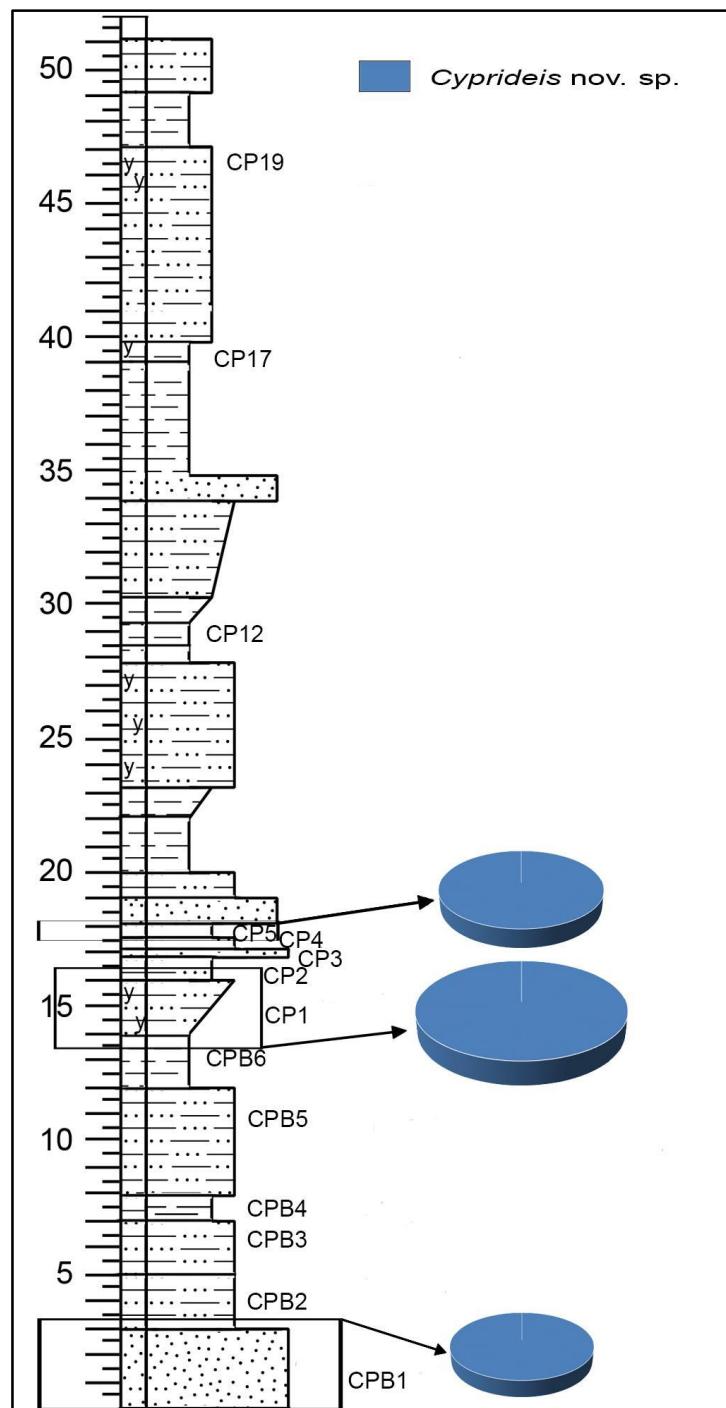
Las muestras analizadas provenientes del perfil **P6** resultaron estériles en microfósiles calcáreos.

### 4.3.2 Formación Chiquimil

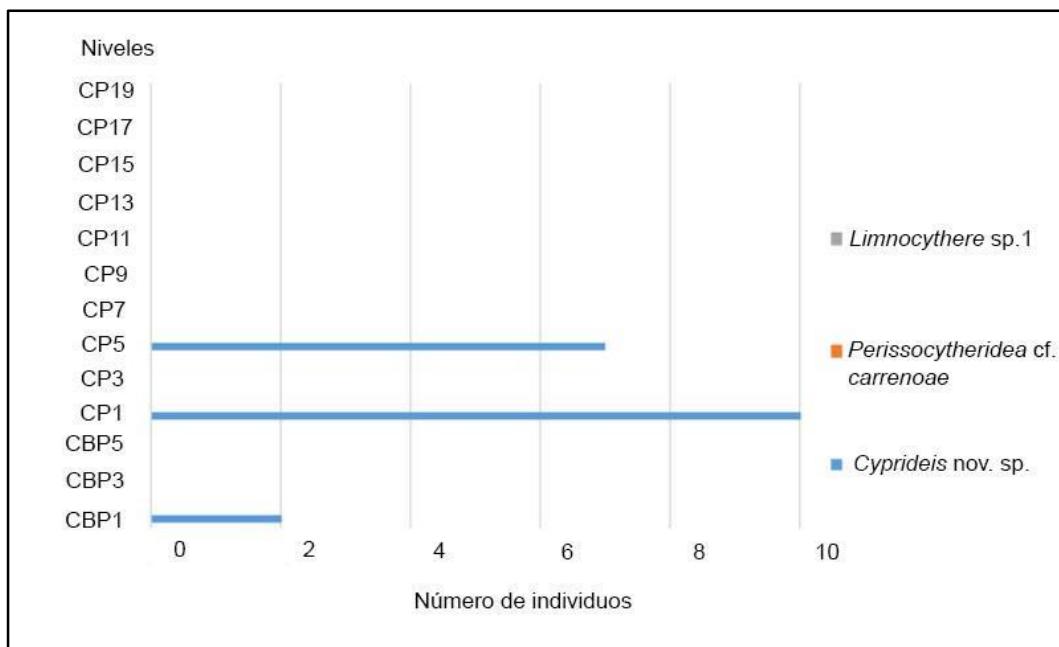
#### 4.3.2.1 Cerro Pampa

El **perfil 9** (P9) presenta muestras fértiles con asociaciones monoespecíficas (Figs. 54–55, 58). La muestra más basal, CPB1, está representada exclusivamente por escasas valvas adultas de *Cyprideis* nov. sp. (Figs. 56–57). Las muestras CP1 y CP5 (Figs.

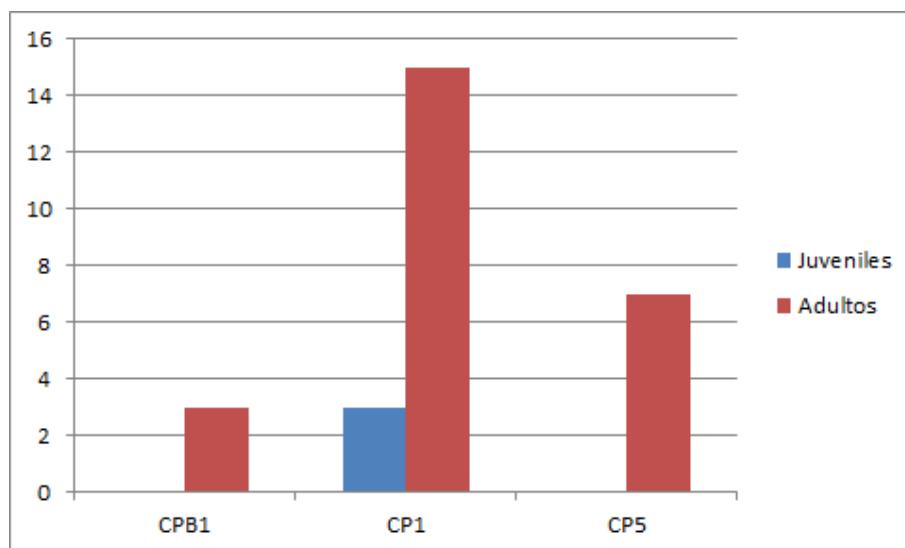
57–59) presentan escasas valvas de *Cyprideis* nov. sp. con muy buena preservación y en su mayoría adultos.



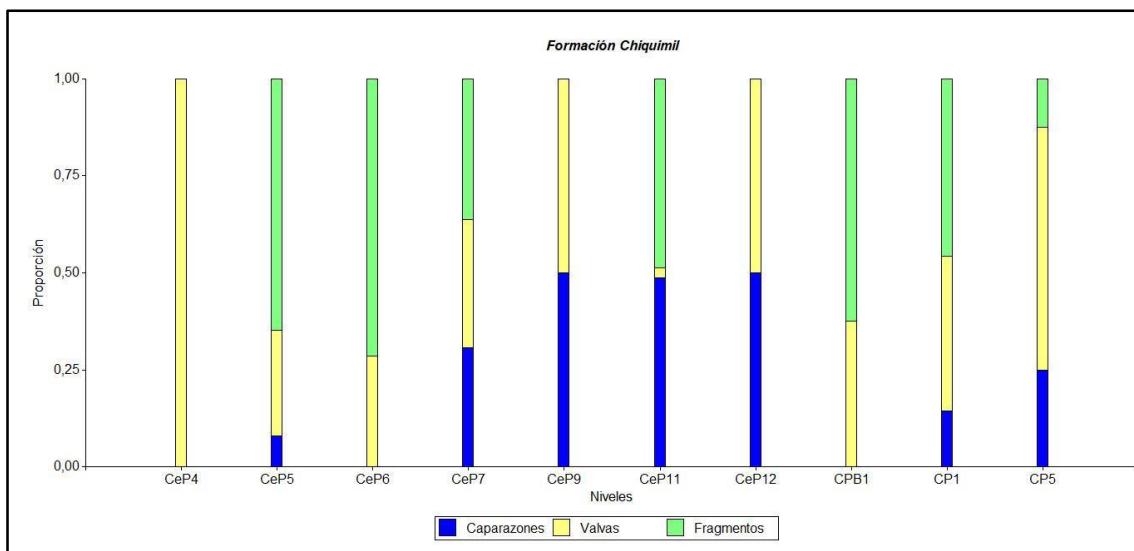
**Figura 54.** Abundancia relativa de los taxones hallados en cada nivel en el perfil P9, Formación Chiquimil, Cerro Pampa.



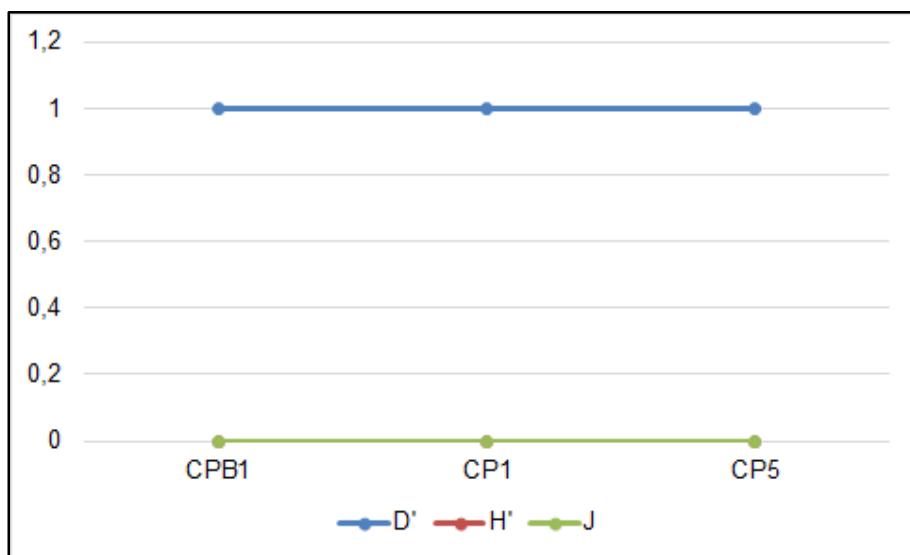
**Figura 55.** Abundancia de ejemplares en los niveles productivos en el perfil P9, Formación Chiquimil, Cerro Pampa.



**Figura 56.** Proporción juveniles : adultos del perfil P9, Formación Chiquimil, Cerro Pampa.



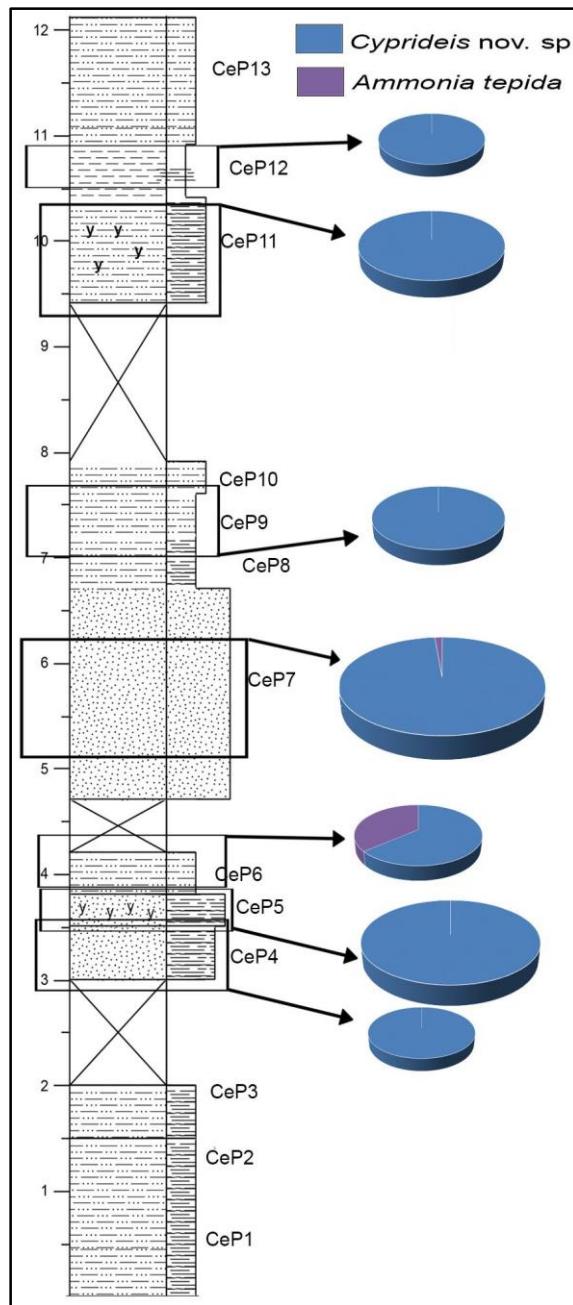
**Figura 57.** Proporción de caparazones (azul), valvas (amarillo) y fragmentos (verde), en los niveles fértiles de los perfiles P9 y P11, Formación Chiquimil, Cerro Pampa.



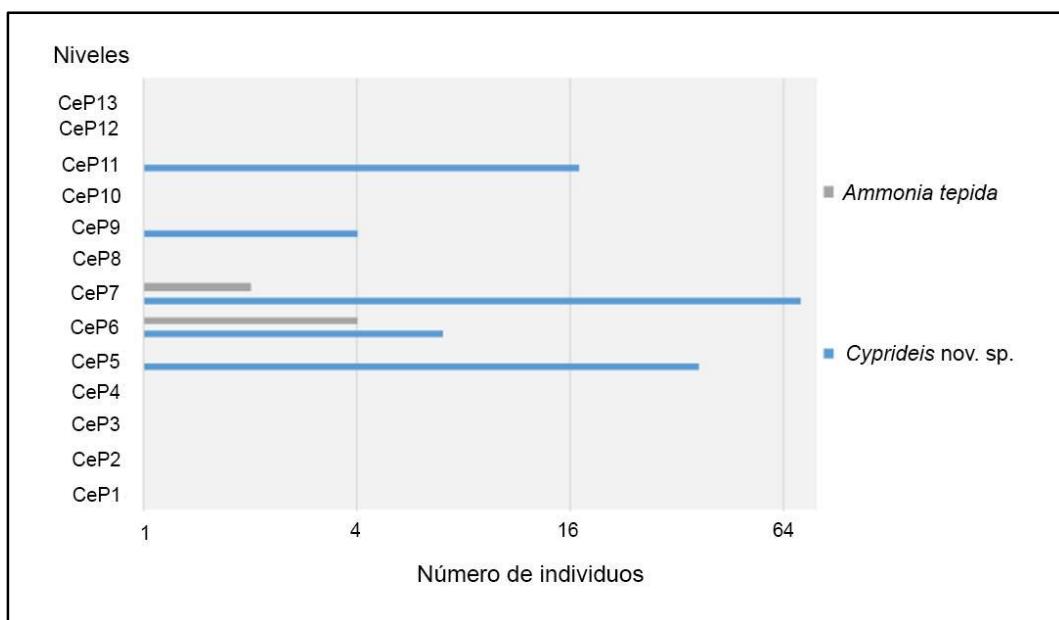
**Figura 58.** Índices de diversidad en las muestras fértiles del perfil P9, Formación Chiquimil, Cerro Pampa. El eje X presenta las muestras fértiles y el Y, los valores de los índices.

Las muestras analizadas del perfil **P10** resultaron estériles para microfósiles calcáreos. Sin embargo, el perfil **P11** ha sido el que mayor cantidad niveles fértiles ha proporcionado. Se registró el foraminífero *Ammonia tepida* Cushman en las muestras CeP5 y CeP6, aunque con escasos ejemplares (Figs. 59–60), en ambos casos asociados a

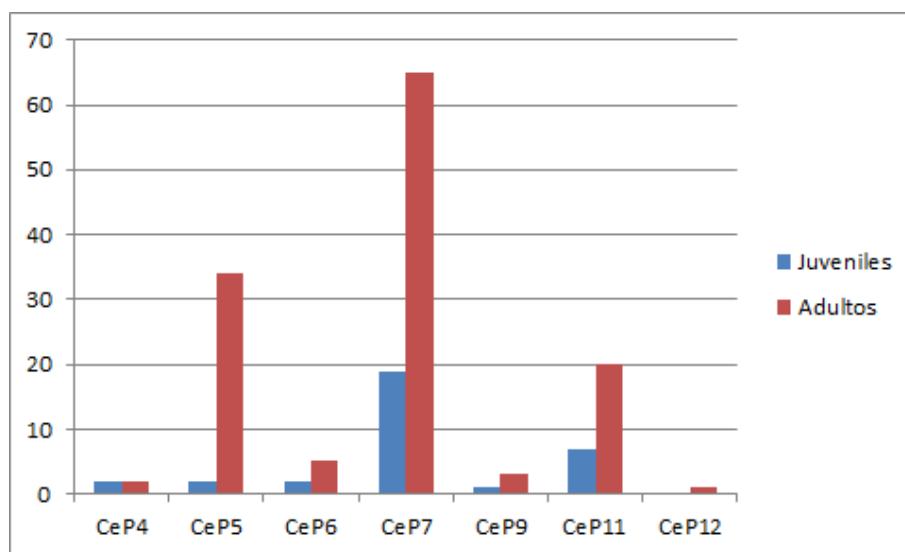
*Cyprideis* nov. sp. La muestra CeP7, fue aquella en la que se registró una proporción juveniles : adultos aproximada de 1:3 (Fig. 61) y la mayor abundancia de ejemplares de *Cyprideis* nov. sp. (Fig. 62).



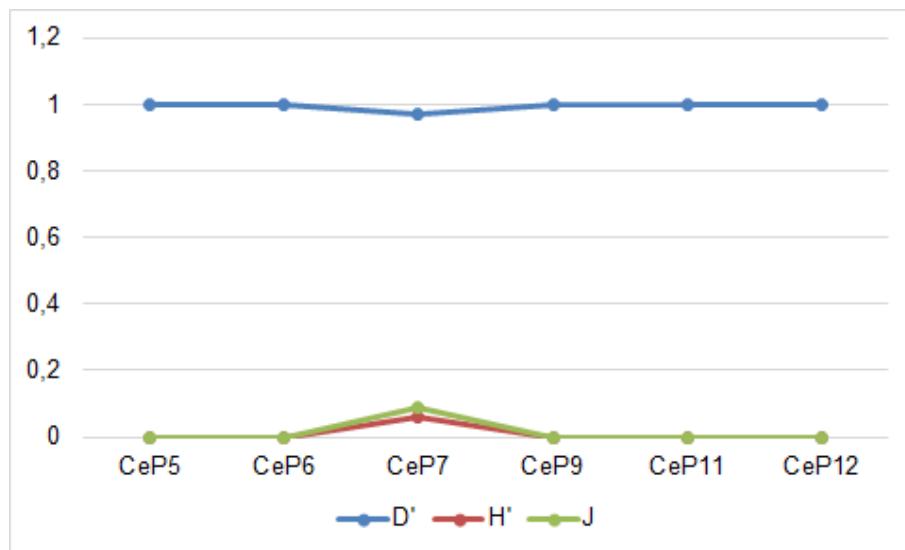
**Figura 59.** Abundancia relativa de los taxa hallados en cada nivel del perfil P11, Formación Chiquimil, Cerro Pampa.



**Figura 60.** Abundancia de ejemplares en los niveles productivos de perfil P11, Formación Chiquimil, Cerro Pampa.

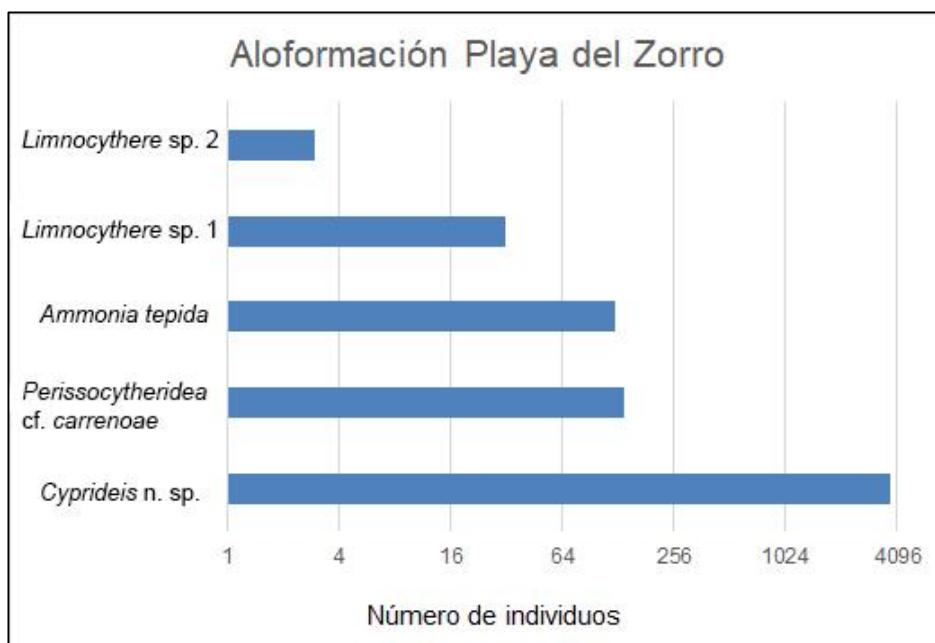


**Figura 61.** Proporción juveniles : adultos del perfil P11, Formación Chiquimil, Cerro Pampa.

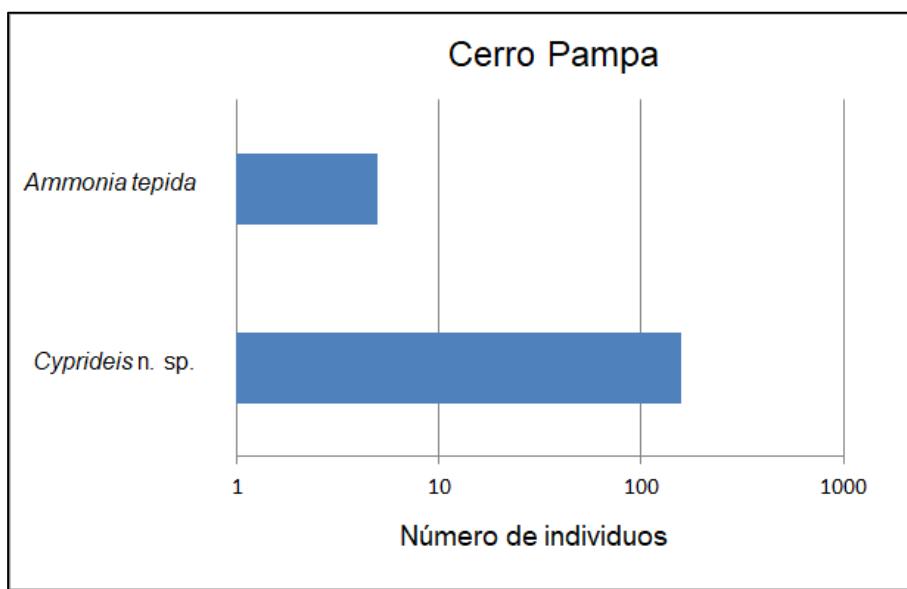


**Figura 62.** Índices de diversidad en las muestras fértiles del perfil P11, Formación Chiquimil, Cerro Pampa. El eje X representa las muestras fértiles y el Y, los valores de los índices.

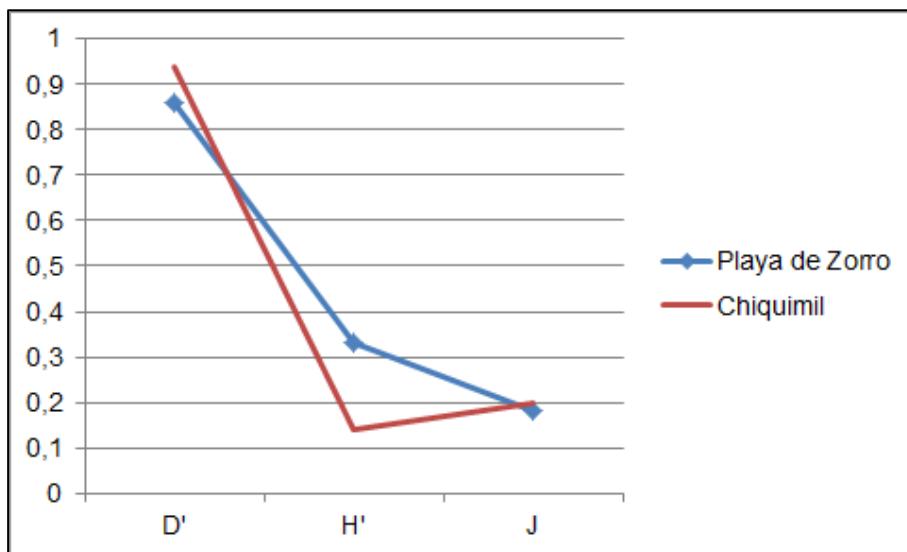
La diversidad específica y la abundancia en la Aloformación Playa del Zorro fueron mayores que en la Formación Chiquimil, aunque en ambos ambientes se registró una marcada dominancia de *Cyprideis nov. sp.* y una escasa diversidad (Figs. 63–65).



**Figura 63.** Abundancia total de las especies en todos los niveles productivos correspondientes a la Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral, Valle del Cajón.



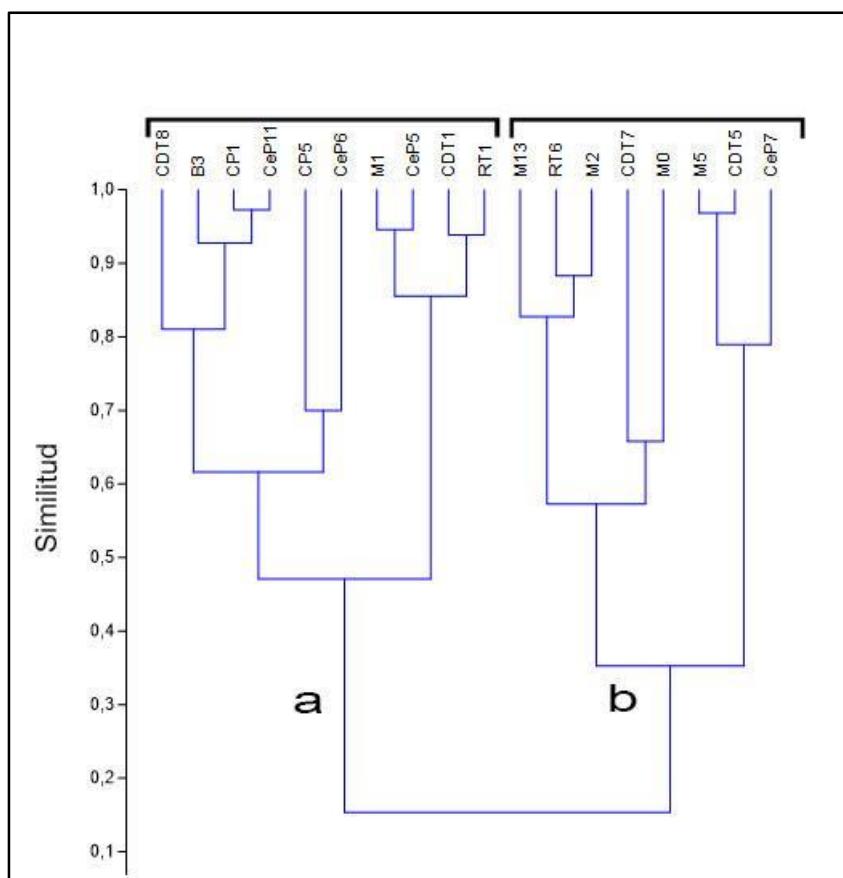
**Figura 64.** Abundancia total de las especies en todos los niveles productivos de los perfiles P9 y P11, Formación Chiquimil, Cerro Pampa.



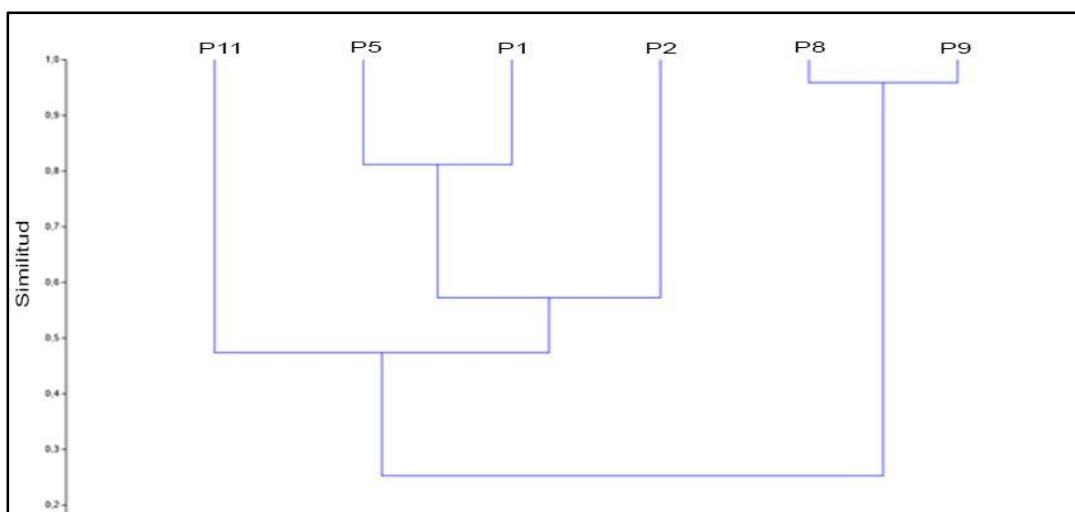
**Figura 65.** Índices de diversidad en la Aloformación Playa del Zorro (azul) y la Formación Chiquimil (rojo). En el eje X se representan cada uno de los índices y en el Y, los valores obtenidos de los mismos.

El análisis de agrupamiento realizado sobre el total de los niveles fértiles reveló dos grupos principales “a” y “b” (Fig. 66). En el grupo “a” la mayoría de las muestras contienen asociaciones monoespecíficas con escasos ejemplares, este grupo presenta un

índice de similitud que parte del 50 % y está conformado tanto por muestras de la Formación Chiquimil como de la Aloformación Playa del Zorro, donde los niveles más basales como RT1, CDT1, M1 y CeP5 forman a su vez subgrupos. Por su parte, el grupo “b” está conformado por muestras con abundantes ejemplares, la mayoría pertenecientes a la Aloformación Playa del Zorro, con índice de similitud por debajo del 50 %. A su vez, en el grupo “b” se pudieron observar dos subgrupos, uno de ellos constituido por los niveles RT6, M2 y M13, que han registrado la mayor abundancia de ejemplares de *Cyprideis* nov. sp. y el de los niveles CDT5 y M5 que presentan asociaciones muy parecidas. El análisis de similitud de los perfiles presentó también dos grupos con un índice que parte del 50 %, el primero está conformado por los perfiles P1, P2, P5 y P11, en este grupo se observa que P1 y P5 son similares en un 80 % en abundancia y riqueza, seguido de P2. El segundo grupo está formado por los perfiles P8 de la Aloformación Playa del Zorro y P9 de la Formación Chiquimil, ambos son muy semejantes por su fauna monótona y escasa abundancia (Fig. 67).



**Figura 66.** Dendrograma con los niveles estudiados de la Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral y Formación Chiquimil, Cerro Pampa. El eje Y representa la similitud considerando el índice de Bray-Curtis.



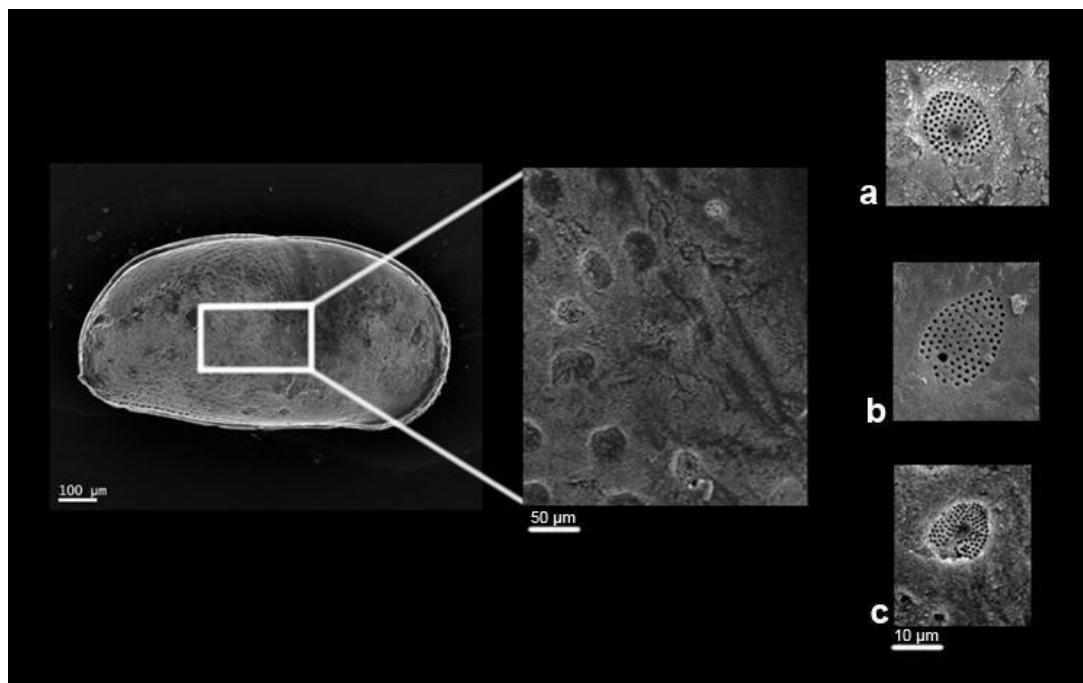
**Figura 67.** Dendrograma de los perfiles que resultaron fértiles de la Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral y de la Formación Chiquimil, Cerro Pampa. Eje Y representa el índice de similitud de Bray-Curtis.

#### 4.3.2.2 Hualfín

Las muestras analizadas correspondientes a los perfiles P12, P13 y P14 resultaron estériles para microfósiles calcáreos.

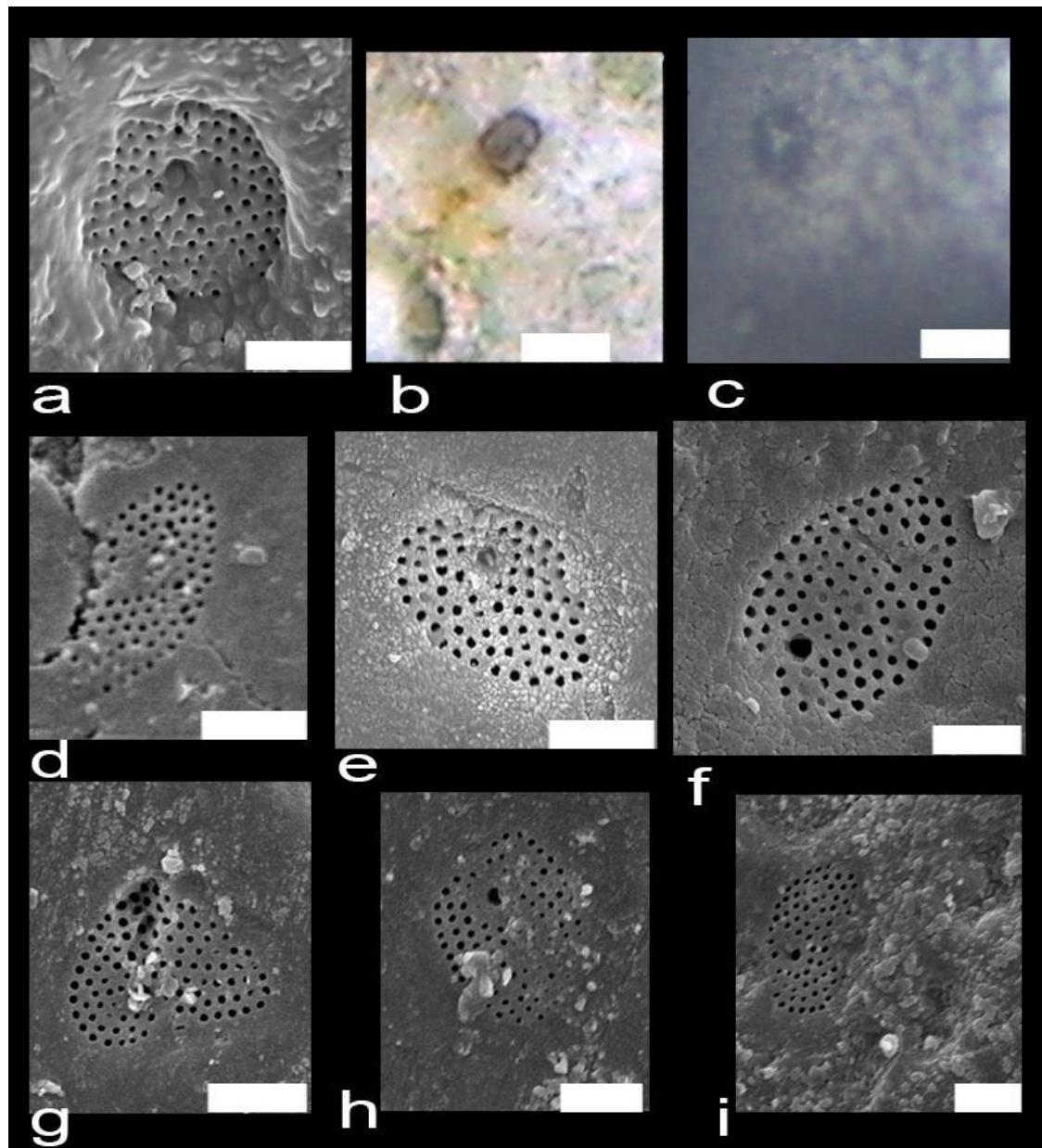
### 4.4 ANÁLISIS DE LOS POROS EN TAMIZ

Con el fin de establecer inferencias sobre la salinidad del paleoambiente de depósito, se realizó el análisis de la morfología de los poros en tamiz que se encuentran dispuestos en la superficie de las valvas (Lám. 10), este tipo de análisis fue realizado en varios trabajos, con buenos resultados (Rosenfeld y Vesper, 1977; Gliozzi y Mazzini, 1998; Frenzel *et al.*, 2016; Pint *et al.*, 2017). En poros redondeados la relación L/A es  $>1,5$ , en oblongos es  $<1,5$  y en el caso de los poros irregulares, no se necesita medir dicha relación, ya que sus formas pueden ser muy variables, pueden presentar forma de “Y”, de corazón o triangular (Rosenfeld y Vesper, 1977). Según Rosenfeld y Vesper (1977) y Pint *et al.* (2017), aquellos que son redondeados predominan en ambientes con concentraciones salinas bajas (0,7–1,8‰), en el caso de los oblongos, estos han sido hallados en concentraciones de entre un 15–17‰, y en lagunas con alta concentración (50–80‰) predominan los irregulares.



**Lámina 10.** Superficie de una valva de *Cyprideis* nov. sp. con el detalle de los poros en tamiz. a, circular; b, oblongo; c, irregular.

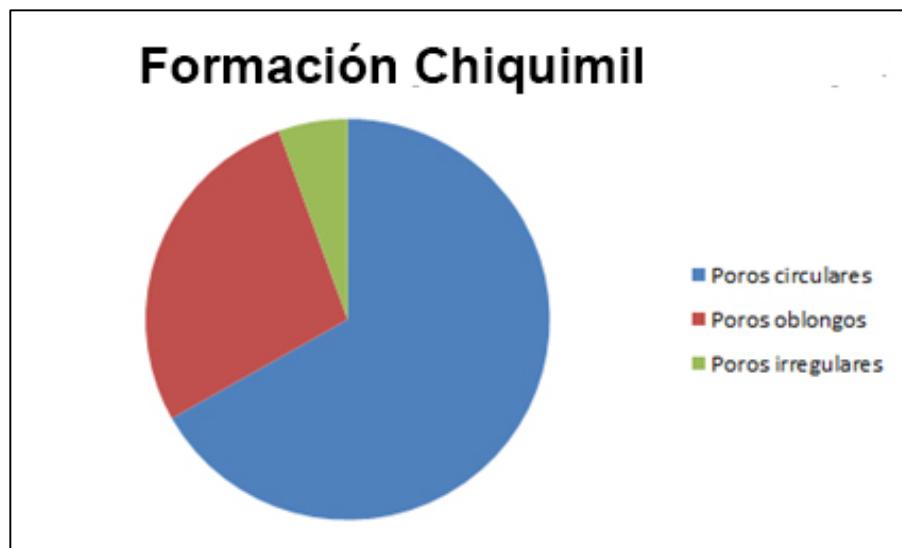
En los ejemplares de *Cyprideis* nov. sp. recuperados de la Aloformación Playa del Zorro (Río Totoral) y de la Formación Chiquimil (Cerro Pampa), se reconocieron estas tres morfologías de poros (Lám. 10–11). De un total de 241 poros analizados en los ejemplares de la Aloformación Playa del Zorro, un 82% resultaron ser de contorno redondeado, un 16% de contorno oblongo y 2% de contorno irregular (Fig. 68). En la Formación Chiquimil se analizaron 271 poros, de los cuales un 70% resultó ser redondeado, un 23% oblongo y un 7% irregular (Fig. 69). En los niveles donde no se ven los poros en tamiz la salinidad se estimó únicamente sobre la base de los componentes de la asociación.



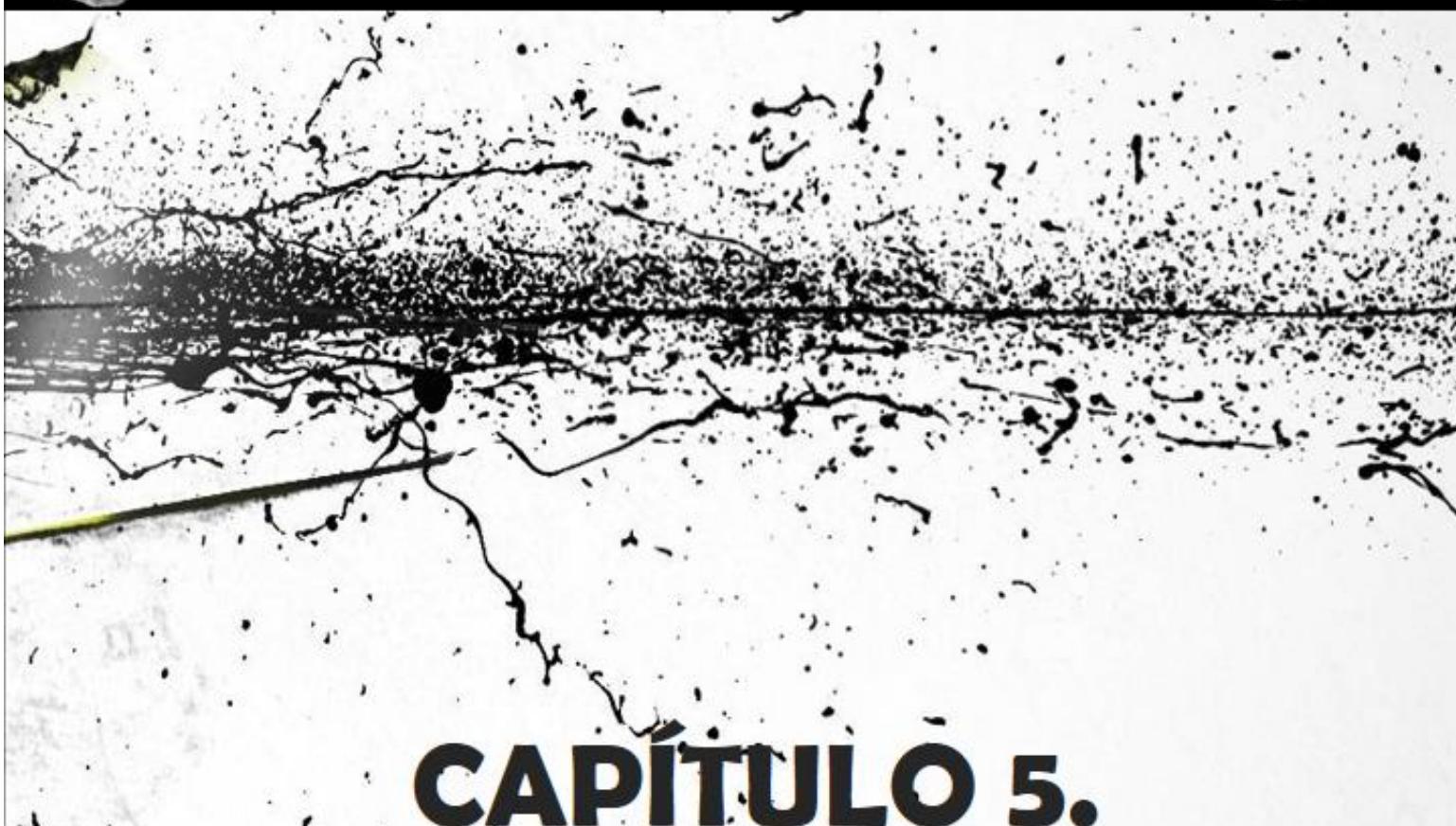
**Lámina 11.** Poros en tamiz observados en *Cyprideis* nov. sp. a–c, poros circulares; d–f, poros oblongos; g–i, poros irregulares. a, d–i) fotos al MEB, material procedente de la Aloformación Playa del Zorro, escala= 0,05 mm.; b y c) fotos al MO, material procedente de la Formación Chiquimil, escala= 0,1 mm.



**Figura 68.** Proporción de los tipos de poros en tamiz de *Cyprideis* nov. sp. en el perfil P5, nivel CDT7, Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral. N= 30 valvas, n= 241 poros.



**Figura 69.** Proporción de los tipos de poros en tamiz de *Cyprideis* nov. sp. en el perfil P11, nivel CeP7. Formación Chiquimil, Cerro Pampa. N= 27 valvas, n= 271 poros.



# **CAPÍTULO 5.**

# **DISCUSIÓN DE**

# **LOS RESULTADOS**



## 5.1 CONSIDERACIONES SOBRE ASPECTOS TAFONÓMICOS A TENER EN CUENTA

La estructura poblacional *post mortem* de una asociación de ostrácodos puede ser fácilmente alterada por los distintos procesos *i.e.*, bioestratinómicos, erosión, transporte y fosildiagénesis (Brouwers, 1988). Por tal motivo, una asociación fósil ideal representa una biocenosis incompleta, también conocida como tanatocenosis, la cual presenta preservación *in situ* (autóctona) y es buena indicadora paleoambiental (Fernández López, 2000; Boomer *et al.*, 2003). Por otro lado, aquella asociación de restos de organismos que no han vivido juntos, pero sí fueron enterrados juntos, se denomina tafocenosis. Este tipo de asociación ha sufrido transporte *post mortem* (alóctona) y no es un buen indicador paleoambiental (Fernández López, 2000; Boomer *et al.*, 2003). Aparte de los factores ambientales, también pueden intervenir otros propios del organismo, tales como el tamaño, la forma, la ornamentación de los caparazones y el tipo de charnela. Cuanto más grandes y ornamentadas sean las valvas y más complejas las charnelas, menor es la de probabilidad de desarticulación y fragmentación *post mortem* (Kontrovitz, 1975; King *et al.*, 2017).

Whatley (1983, 1988) utilizó el estudio de poblaciones de ostrácodos para identificar la presencia de transporte de las asociaciones. Las mismas técnicas también fueron aplicadas por Brouwers (1988), para estudiar el transporte de ostrácodos subfósiles en sedimentos procedentes de Alaska.

Otros estudios fueron realizados en asociaciones del Holoceno de la provincia de Buenos Aires, donde por medio de la observación de las frecuencias acumulativas entre adultos y juveniles, del porcentaje de fragmentos de valvas de la especie *Cyprideis riograndensis*, se reconocieron condiciones energéticas fluctuantes en un ambiente de

alta energía (Bertels-Psotka y Laprida, 1998). En aquellos niveles donde se hallaron ausencia de mudas de los primeros estadios, las asociaciones son consideradas como fauna autóctona de energía moderada. Como así también, aquellas asociaciones las cuales presentan bajos porcentajes de fragmentos, estos últimos representarían picos moderados de la energía del medio (Bertels-Psotka y Laprida, 1998). En la Aloformación Playa del Zorro se observaron asociaciones similares, con la ausencia de los primeros estadios, abundantes adultos y escasos fragmentos, por lo cual se infiere para la mayoría de los casos, asociaciones autóctonas de energía moderada. En algunas asociaciones provenientes de la Formación Chiquimil, donde el porcentaje de valvas y fragmentos es ligeramente mayor, se infiere una energía variable, con asociaciones autóctonas o paraautóctonas. Se desarrollarán con mayor detalle más adelante, junto con el análisis de cada asociación en particular.

## 5.2 AUTOECOLOGÍA Y COMPARACIÓN CON ANÁLOGOS MODERNOS

El límite entre las masas de tierra y los mares proporciona un entorno rico y diverso caracterizado por cambios en la salinidad, flujo de sedimentos y una alta productividad orgánica. Los organismos en estos entornos deben ser capaces de sobrevivir a los cambios físicos y químicos. A menudo, la diversidad es baja en estos hábitats, aunque la abundancia puede ser notablemente alta, con una o dos especies clave que dominan un nicho particular, y los ostrácodos no son una excepción (Boomer y Heisenhauer, 2002).

Se han registrado en el Cenozoico diversas especies de organismos representados por foraminíferos, moluscos (gastropodos y bivalvos) y ostrácodos, que poseen afinidad marina pero que habitaron depósitos lacustres (Anadón, 1989). Reconstruir con precisión

la paleosalinidad en este tipo de ambientes resulta sumamente difícil debido a la plasticidad adaptativa de muchas de las especies que las constituyen. La fauna de afinidad marina en los depósitos lacustres, indicaría la existencia de aguas salinas, de composición iónica bastante similar a la marina, pero sin alcanzar una gran salinidad (Anadón, 1989). En el caso de las especies eurihalinas, su adaptabilidad depende de dos factores, por un lado, su capacidad de regulación osmótica y por otro, del equilibrio iónico (Beadle, 1943; Bayly, 1972; Hammer, 1986 en Anadón, 1989). Así también, existen especies que pueden tolerar ciertas salinidades que no son óptimas para su reproducción, esta sería una razón por la cual a veces se encuentran muy pocos ejemplares o solamente juveniles (Anadón, 1989).

Teniendo en cuenta que los géneros de ostrácodos registrados en la Aloformación Playa del Zorro y la Formación Chiquimil tienen representantes actuales, y adoptando una aproximación uniformitarista y paleobiológica, se pueden realizar interpretaciones paleoambientales ajustadas (Sames y Horne, 2012). Las inferencias paleoambientales basándose en requerimientos ecológicos de *Ammonia tepida*, al ser esta una especie actual, son ciertamente más directas.

### 5.2.1 Ostrácodos

El género *Cyprideis* Jones, 1857 posee una amplia tolerancia a las variaciones de salinidad, de manera que es capaz de adaptarse apropiadamente a las fluctuaciones de un ambiente marino marginal (áreas de estuarios, *lagoons*, etc.), ambientes salobres y lagunas mixohalinas (Maddock 1983, Sandberg y Plusquellec, 1974; Würdig 1983; Walton y Sloan, 1990; García y Herbst, 1997). Este género data del Oligoceno superior, por lo tanto, tendría un potencial para los estudios de paleosalinidad de sedimentos de hasta 10 Ma., aunque a su vez, cada taxón puede tener un rango particular de salinidad

(Boomer y Eisenhauer, 2002). Algunas especies han sido registradas en ambientes muy salinos de hasta un 80 % con preferencias en los sustratos del tipo arenoso-fangoso o fangoso (Van Morkhoven, 1963; Meisch, 2000). Se ha observado que este género, transportado por las aves, puede migrar a otras áreas de aguas salobres no conectadas, lo que explicaría a su vez, la distribución tan amplia de varias especies del género (Sandberg, 1964). Por otra parte, en *Cyprideis* el cuidado de crías también les da una ventaja importante en las migraciones pasivas, aumentando la probabilidad de supervivencia sobre aquellos géneros que no lo tienen, como por ejemplo *Perissocytheridea* Stephenson (Sandberg, 1964).

La especie *Cyprideis torosa* Jones, 1850, es una de las especies que tiene mayor cantidad de registros actualmente. Se ha reportado su presencia tanto en ambientes de agua dulce como hipersalinos (Remane, 1934; Kruit, 1955), en salinidades que van desde 0,2‰ hasta al menos 80‰, algunos autores hablan incluso de hasta 140‰, con una batimetría que va desde unos pocos centímetros de profundidad hasta los 30 m (Hartmann, 1954; Wagner, 1957; Carbonnel, 1983). Es común en lagos costeros, estuarios y lagunas salobres. En sedimentos actuales, Swain (1955) describe para la zona media de la Bahía de San Antonio, EEUU, distintas biofacies basándose en asociaciones de *Cyprideis* spp. junto con *Perissocytheridea*, *Cytherura* Sars, 1866, *Cytheromorpha* Hirschmann, 1909 y *Paracytheroma* Juday, 1907. Dicho autor propuso un rango de salinidad que varía entre 1,9–29,8‰. Hacia la parte superior de la misma, halló *Cyprideis* asociado a distintos géneros de agua dulce, como *Candona* Baird, 1845, *Physocypria* Vávra, 1897, *Potamocypris* Brady, 1870 y *Darwinula* Brady y Robertson, 1885. Una asociación parecida fue descripta por Curtis (1960) en la laguna Tamiahua, en México, representada por ejemplares de *Cyprideis* spp., *Perissocytheridea*, *Cytherura*,

*Cytheromorpha* y *Paracytheroma*, en una laguna cerrada, poco profunda y con poca influencia marina.

La especie *Cyprideis salebrosa* está representada por dos subespecies, *C. salebrosa hartmanni* Ramírez, 1967 es la subespecie sudamericana, y *C. salebrosa salebrosa* Bold, 1963 que ha sido registrada en el Caribe y América del Norte (Sandberg, 1964; Coimbra *et al.*, 2007). *C. salebrosa hartmanni* es eurihalina, de ambiente salobre, se encuentra bien representada en Argentina y Brasil (Ferrero, 2009). En sedimentos actuales, esta subespecie fue mencionada por Ramírez (1967), Martínez (2005) y Cusminsky *et al.* (2006), en ambientes lacustres, estuarios y litorales poco profundos. También ha sido registrada en sedimentos del Holoceno de la provincia de Buenos Aires. En la Cuenca del Salado, Ramos *et al.* (2019) la mencionaron junto al foraminífero *Ammonia tepida* Cushman, y a los ostrácodos *Leptocythere* Sars, 1925, *Cytherura dimorphica* Bertels-Psotka y Martínez, 1997 y *Limnocythere* spp., sugiriendo ambientes con influencia marina. En mar Chiquita *C. salebrosa hartmanni* se halló asociada a dos entornos diferentes, uno junto a los ostrácodos *Perissocytheridea*, *Cyprideis multidentata* Hartmann y *Cytherura* Sars, 1866, indicando un ambiente de transición, meso a polihalino de aguas cloruradas (Laprida, 2006). En el otro entorno, se encontró relacionada a un ambiente de lagunas permanentes, oligo a mesohalino, en aguas cloruradas y bicarbonatadas sódicas, junto con *Ilyocypris* Brady y Norman, 1889, *Limnocythere* y *Heterocypris* Claus, 1892 (Laprida, 2006). En el río Quequén Grande, Ferrero (1996) registró asociaciones donde predominan *C. salebrosa hartmanni*, *C. multidentata* y *Limnocythere stiplini* Gutentag y Benson, 1962, las cuales sugieren un ambiente con influencia continental, de aguas calmas, poco profundas, dulces a oligohalinas y de elevada alcalinidad. Otros autores que también mencionan la presencia de *C. salebrosa hartmanni* en el Cuaternario de la provincia de Buenos Aires son Bertels-

Psotka y Martínez (1997), Laprida *et al.* (2009), la mayoría de ellos asociados a ambientes mareales y de marismas.

Para el Holoceno de la provincia de San Luis, en Salinas del Bebedero el par *C. salebrosa hartmanni-Limnocythere aff. staplini* fue asociado a un ambiente más bien lótico, dentro de las salinas (Calvo-Marcilese *et al.*, 2019). También en el Pleistoceno tardío–Holoceno de Entre Ríos, esta especie fue identificada por Zabert y Herbst (1986), asociada junto a una ostracofauna dulceacuícola, de arroyos y aguas con pocas corrientes y fondos vegetados. En Brasil, *C. salebrosa hartmanni* fue registrada en la laguna Armazém (Rio Grande do Sul) y fue caracterizada como una especie mixohalina con amplios rangos de tolerancia (entre 0‰ y 29‰ de salinidad), en un contexto de aguas someras y una temperatura de entre 15 °C y 25 °C, sobre fondos lodosos con restos de materia orgánica (Ornellas y Würdig, 1983). Existen algunos registros raros de *C. salebrosa* en EE. UU., la cual ha sido documentada como fósil en depósitos del Pleistoceno de Texas (Benson, 1969) y Plioceno–Pleistoceno en la costa del Golfo (Kansas y Oklahoma), donde se la menciona como *C. littoralis* (Gutentag y Benson, 1962; Benson, 1967), en un ámbito de agua dulce (Sandberg, 1964). Por su parte, la especie *C. multidentata* es considerada como una especie eurihalina, ha sido hallada en ambientes estuáricos oligohalinos hasta polihalinos fuertemente alcalinos (Laprida, 2006). *C. multidentata* fue registrada como fósil en el Cuaternario de la provincia de Buenos Aires (Ferrero, 1996, 2009; Bertels-Psotka y Laprida, 1998) y en el sur de Brasil (Ornella y Würdig, 1983), en varias oportunidades ha sido hallada junto con *C. salebrosa* (Ferrero, 1996, 2009; Laprida, 2006). *C. multidentata* se caracteriza por tener una mayor tolerancia a las aguas euhalinas (30 ‰ y 40 ‰) que *C. salebrosa* (Dias-Brito *et al.*, 1988; Coimbra *et al.*, 2007). Fue citada en lagunas modernas en Río de Janeiro, Brasil, donde son frecuentes en una batimetría entre 2 y 6 m, con salinidad variable desde aguas

salobres a euhalinas, asociada a *Perissocytheridea* y *C. salebrosa hartmanni* (Dias-Brito *et al.*, 1988). A su vez, *C. multidentata* fue registrada para un sistema de estuarios y *lagoons* recientes, en São Paulo (Coimbra *et al.*, 2007).

*Cyprideis camachoi* Rossi de García, 1966 fue registrada en perforaciones del Mioceno superior de la Formación Paraná, en las provincias de Santa Fé, Entre Ríos y Formosa, asociado a *Perissocytheridea* spp., *Callistocythere* Ruggieri, 1953, *Bensonia* Rossi de García, 1969 y *Patagonacythere* Hartmann, 1962, entre otros, y a los foraminíferos *Ammonia parkinsoniana* d'Orbigny, 1839, *Protelphidium tuberculatum* (d'Orbigny), *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826, *Buccella frigida* Cushman, 1922 y *Pyrgo* sp. (Zabert, 1978; Herbst y Zabert, 1987). Estos depósitos muestran condiciones diferentes, pero en general se puede decir que se trataba de una cuenca con aguas someras en la zona litoral, con algunas áreas de mayor profundidad y con salinidad variable, siendo salobre con algunos pulsos de mayor concentración (Herbst y Zabert, 1987).

Por último, *Cyprideis herbstii* Bertels-Psotka y Zabert, 1980, es una especie fósil que fue registrada para el Mioceno medio–superior de la Formación San José, y es considerada endémica para las provincias de Catamarca y Tucumán. La misma se encontró asociada a los foraminíferos *Ammonia compacta* (Hofker) y *A. parkinsoniana*, las cuales indicarían aguas someras, litorales y de energía relativamente baja (Vergani *et al.*, 1991; Gavriloff y Bossi, 1992).

En base a las asociaciones de ostrácodos reconocidas se puede decir que los registros fósiles y actuales presentan faunas similares, los cuales indicarían a su vez un ambiente similar al de las faunas modernas (Swain, 1955; Curtis, 1960; Sandberg, 1964). A su vez, también se puede advertir que al ser un género de amplio rango ecológico *Cyprideis*, ocupa muy diversos tipos de ambiente, por este motivo es importante tener en cuenta además otros factores, como la fauna/microfauna acompañante.

*Perissocytheridea* es considerado como un género mixohalino (Keyser, 1977; Babinot, 1988; Nicolaidis y Coimbra, 2008; Evangelista-Nogueira y Feijó-Ramos, 2016).

Se lo halló asociado a distintos tipos de ambientes, desde continentales salobres, de transición, marino marginales y marinos someros (Uliana y Musacchio, 1978; Viviers *et al.*, 2000; Patarroyo *et al.*, 2019). *Perissocytheridea* puede ser hallado en relación tanto con especies marinas como de agua dulce, aunque en algunos casos las especies no mixohalinas se consideran alóctonas (Coimbra *et al.*, 2006; 2007). Este género eurihalino, ha sido documentado en sedimentos modernos de aguas tranquilas, con cierta profundidad, y está prácticamente ausente donde las condiciones son fuertemente marinas. Fue registrado como un género típicamente *lagoonal* en bahías de Río de Janeiro (Dias-Brito *et al.*, 1988). También fue hallado recientemente en zonas de estuario, de aguas alcalinas en la provincia de Buenos Aires (Laprida, 2006). Se lo considera tolerante a distintos rangos de salinidad, ya que fue registrado junto con especies tanto dulceacuícolas como marinas, actuales y fósiles, lo cual estaría relacionado con la autoecología de cada especie en particular (Evangelista-Nogueira y Feijó-Ramos, 2016). Actualmente en las bahías del Golfo de México, *Perissocytheridea* desaparece casi por completo cuando la salinidad se acerca a los 30‰ (Grigg y Siddiqui, 1993; Colin *et al.*, 1996). En el sur de Brasil, ha sido colectado en márgenes de lagos con influencia marina, de fondos arenosos-fangosos, con gran cantidad de detritos y con una salinidad que puede variar entre 6‰ a 29‰ (Pinto y Ornellas, 1970). En Florida (EE. UU.) este género actualmente es oligo a polihalino (Keyser, 1977; Mebrouk *et al.*, 2011). Ferrero (1996) señala la presencia de este género en estuarios del Holoceno de la provincia de Buenos Aires, en asociación con los ostrácodos *Cytherura* Sars, 1866, *Parakrithella* Hanai, 1959, *Limnocythere staplini* Gutentag y Benson, 1962 y abundantes ejemplares de las especies *Cyprideis*. Esta autora hace referencia a un ambiente de mezcla, meso a polihalino con

cambios de salinidad producidas por influencias de mareas o por fluctuaciones de aportes continentales.

En sedimentos del Oligo–Mioceno del Amazonia, Evangelista Nogueira y Feijo-Ramos (2016), describen once especies nuevas y sugieren que esta especiación estaría relacionada al desarrollo de ambientes estables durante largo tiempo. Estas especies de *Perissocytheridea* se encontraron asociadas a los foraminíferos *Ammonia* y *Elphidium* y a los ostrácodos *Haplocytheridea* Stephenson, 1936 y *Cytheridea* Bosquet, 1852, asociaciones que sugieren ambientes mixohalinos, en zonas de estuarios y *lagoons*. En el Mioceno medio–tardío de Bolivia, la especie *Perissocytheridea carrenoae* Nicolaidis y Coimbra, 2008 fue registrada para la Formación Yecua, en asociación junto a abundantes especímenes de *Cyprideis* spp., *Ammonia tepida*, y raras ocurrencias del gasterópodo *Heleobia* sp., en un cuerpo de agua de baja energía y salobre. En la Argentina, en sedimentos del Mioceno superior se registraron especies de este género para la Formación Paraná, asociadas a la ingresión paranaense (Zabert, 1978; Herbst y Zabert, 1987). A su vez, *Perissocytheridea* es mencionada por Vergani *et al.* (1991) para la Formación San José del Mioceno medio–tardío, en Catamarca.

*Limnocythere* es un género que ha sido hallado en lagunas permanentes de aguas mesohalinas y poco oxigenadas, predominan en agua dulce pero pueden habitar aguas salobres (Van Morkhoven, 1962, Mebrouk *et al.*, 2011). También es asociado a condiciones de fuerte alcalinidad (pH= 9,05) y condiciones más benignas en comparación con asociaciones *Cyprideis* dominantes (Ferrero, 2009; Laprida y Valero-Garcés, 2009, Laprida *et al.*, 2009). Toleran amplios rangos de condiciones ambientales), pueden estar presentes en cuerpos de agua grandes y pequeños, zanjas, pantanos, lagos, arroyos, ríos y zonas litorales (Van Morkhoven, 1962; Meisch, 2000; Pérez *et al.*, 2010; Mebrouk *et al.*, 2011). Además, *Limnocythere* fue utilizado para la reconstrucción de lagunas poco

profundas del Cuaternario de la Pampa, siendo un buen indicador de cambios hidrológicos (Ramón-Mercau, 2015). La presencia del par *Cyprideis-Limnocythere* fue reconocida por Ferrero (2009) en el Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires, en lagunas mesohalinas y poco profundas, donde hubo mayor precipitación que evaporación. Calvo-Marcilese *et al.* (2016) mencionan esta asociación en el Cuaternario superior de la provincia de San Luis, característica de ambientes lacustres con un amplio rango de salinidad. Por su parte, Palacios-Fest *et al.* (2016) describió varias especies endémicas procedentes del cuaternario de la Puna, en la provincia de Jujuy, las mismas se encuentran asociadas a carofitas y habitaban un ambiente lacustre con salinidad variable. *Limnocythere* ha sido registrado en para el Eoceno de África en asociación con ostrácodos *Neocyprideis* Apostolescu, 1957 y *Perisssocytheridea*, considerados como géneros meso a eurihalinos (Mebrouk *et al.*, 2011). En el Oligoceno del Brasil en la Formación Tremembé, *Limnocythere* se encontró junto al género *Cypretta* Vávra, 1895 asociado a un ambiente no marino (Piovesan *et al.*, 2014).

### 5.2.2 Foraminíferos

El género *Ammonia* Brünnich, 1771 es infaunal, se lo encuentra en profundidades entre los 0 y 50 m y es herbívoro. Posee una gran plasticidad morfológica, se lo ha registrado en ambientes marinos marginales con una amplia distribución cosmopolita. Generalmente se los encuentra en concentraciones salinas de entre 10 y 31%, de marino a submareal, aunque pueden tolerar hasta 50%. Estos organismos pueden ser anaerobios facultativos (Murray, 2006; Calvo-Marcilese *et al.*, 2019).

La especie *Ammonia tepida* Cushman, 1926 habita ambientes marinos marginales y normales. La misma ha sido registrada tanto en aguas hipersalinas como hiposalinas (Murray, 2006; Márquez *et al.* 2016, Pint *et al.*, 2017). Su rango ideal de

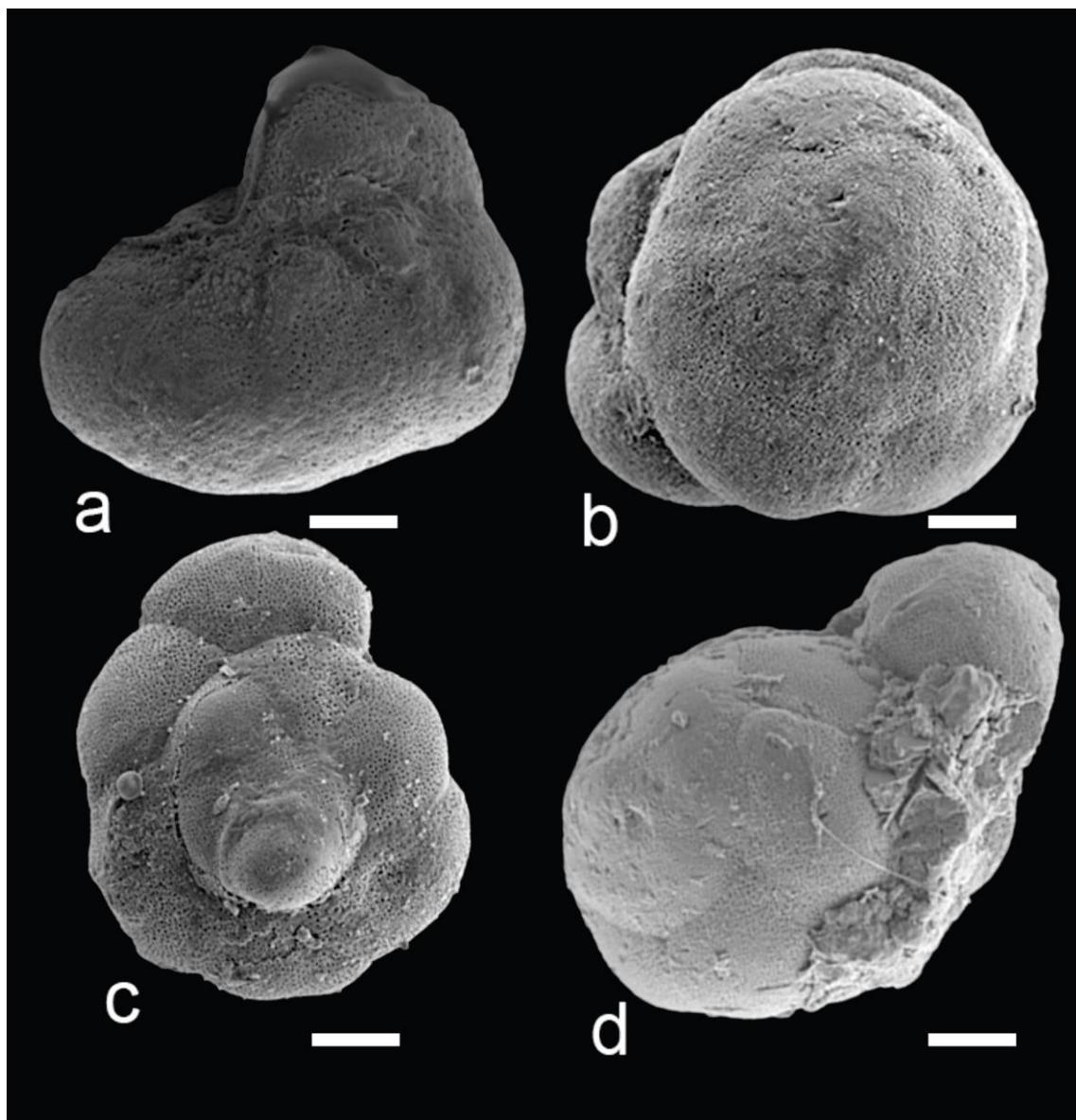
salinidad para la reproducción oscila entre los 13 y 40 ‰, también se puede adaptar a condiciones hipersalinas como en el Mar Muerto (Almogi-Labin *et al.*, 1992; Bradshaw, 1957 en Pint., *et al.*, 2017). Laprida *et al.* (2009) se refieren a los foraminíferos hallados en las lagunas pampeanas, como indicadores de salinidades meso a polihalinas, coincidentes con lagunas de bajo nivel de agua, con mayor concentración de evaporitas y aumento de la salinidad. Esta especie se encontró asociada junto con *Elphidium* Montfort, 1808, procedente de una laguna salina del Holoceno de la provincia de San Luis (Calvo-Marcilese *et al.*, 2019). El ensamble *Ammonia-Elphidium* es conocido por ser típico de un ambiente marino marginal de oligo a mesohalino, en donde la dominancia de *Ammonia tepida* indicaría la presencia de niveles de agua temporarios (Calvo-Marcilese *et al.*, 2019).

*Ammonia parkinsoniana* d'Orbigny, 1839 y *Lippsina demens* (Bik) forma *santamariana* Zabert, 1984 y *Nonion* Montfort, 1808 fueron citados por Gavriloff y Arce (2010), para el Mioceno medio–superior del Grupo Santa María, en las formaciones San José y Chiquimil, en Catamarca y Tucumán. Dichos autores refieren a las mismas como formaciones lacustres, donde no está esclarecido si el origen de la microfauna de foraminíferos es debido al mar paranaense o si su presencia es debida a la ornitocoria.

La colonización de los foraminíferos en aguas continentales no es un proceso muy frecuente, y cuando son hallados en este tipo de ambientes, generalmente indican condiciones extremas (Calvo-Marcilese *et al.*, 2019). El primero en plantear la presencia de foraminíferos en continentales fue Schultze (1854) (en Boltovskoy y Wright, 1976), relacionados a ambientes parálicos o marinos marginales. Sin embargo, se han registrado foraminíferos asociados a ostrácodos no marinos, en lagos salinos continentales sin conexión con el mar (atalásicos) en las provincias de Mendoza, La Pampa, Río Negro, Buenos Aires, San Luis (Cusminsky *et al.* 2005, 2011; Laprida 2006; Gavriloff, 2013;

Calvo-Marcilese *et al.*, 2016; D'Ambrosio *et al.*, 2017). González *et al.* (1981) propusieron que la presencia de foraminíferos atalásicos podría deberse, al igual que en *Cyprideis*, a la ornitocoría, en donde las aves migratorias podrían haber recorrido ambientes marinos abiertos hasta zonas lacustres salinas en áreas más áridas. En estos cuerpos lacustres salinos, la desecación puede eliminar a una población completa, aunque sus propágulos son capaces de sobrevivir y realizar otra recolonización vía aviar (Alve y Goldstein, 2014; Pint *et al.*, 2017). Existen pocas especies de foraminíferos atalásicos, generalmente son especies intermareales capaces de adaptarse a los cambios de salinidad y otras condiciones. Por lo general estos organismos son cosmopolitas, (*e.g.*, *Ammonia tepida*) y no se han registrado especies endémicas, esto podría deberse a su naturaleza efímera y a las condiciones inestables en las cuales habitan, lo cual no les permitiría realizar procesos evolutivos de especiación (Pint *et al.*, 2017).

Algunos ejemplares de la microfauna estudiada presentan un desarrollo “anormal”, es decir, “*desviaciones en la construcción de la conchilla con respecto a las características morfológicas diagnósticas de su especie*” (Carignano y Ballent, 2009). Se han observado algunas formas de tamaño inferior al normal, con cambios en el plano de enroscamiento (Lám. 12. a–b), otras presentan cámaras adicionales (Lám. 12. c) y la última cámara de menor tamaño (Lám. 12. d). Estas anomalías son generalmente causadas por variaciones en las condiciones ambientales (Boltovskoy y Watanabe, 1985; Carignano y Ballent, 2009). Asimismo, el fenómeno de enanismo es frecuente en foraminíferos que habitan aguas con baja salinidad (Boltovskoy, 1957). Particularmente, en *A. tepida* las deformaciones de este tipo son frecuentemente atribuidas a fluctuaciones en la salinidad (Geslin *et al.*, 2000; Pint *et al.*, 2017).



**Lámina 12.** *Ammonia tepida* Cushman, Nivel RT6, Aloformación Playa del Zorro; Río Totoral, con desarrollo anormal. a–b, cambios en el plano de enroscamiento; c, cámara con tubérculo adicional en la cara espiral; d, no identificable. Escala= 0,05 mm.

### 5.2.3 Fauna asociada (moluscos)

El gastrópodo *Heleobia* Stimpson exhibe una amplia tolerancia a las variaciones ecológicas, pudiendo habitar tanto ambientes dulceacuícolas como salobres con o sin vegetación (De Franchesco *et al.*, 2013). Este gastrópodo prefiere aguas de corrientes suaves y bien oxigenadas, con fondos arcillosos. No suele habitar aguas estancadas o de

corriente muy fuerte (Biese, 1944; Alonso y Wayne, 1992). Por su parte, el bivalvo del género *Neocorbicula* Fischer habita ríos y arroyos, en fondos arcillosos y arenosos (Morton, 2004).

### 5.3 ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS RECONOCIDOS EN LA ALOFORMACIÓN PLAYA DEL ZORRO

La asociación de *Cyprideis-Perissocytheridea* del perfil **P1** (nivel RT1) es típica de aguas salobres, también se ha registrado en ambientes de estuario y con influencia marina (Evangelista Nogueira y Feijó Ramos, 2016). En la sección superior (nivel RT6), la presencia *Ammonia tepida* sugeriría un incremento de la salinidad, que podría deberse a la evaporación que resulta en precipitación de evaporitas. La asociación *Cyprideis-Ammonia* es muy común en ambientes salobres, sugiere condiciones mesohalinas (Nicolaidis y Coimbra, 2008; Ramos *et al.*, 2019). Según Murray (1991) los índices de diversidad bajos, con valores inferiores a 0,6 como es el caso de RT6, son indicativos de aguas salobres. La mayor abundancia de ejemplares de *Cyprideis* sp. nov. en RT6, reflejó una asociación con mayor dominancia y menor equidad. La proporción J:A y abundancia de caparazones, en RT1 y en RT6 indicaría una tanatocenosis de energía moderada (Tipo B de Whatley, 1983, 1988). Por este motivo, esta asociación se puede considerar como un buen indicador de las condiciones ambientales en las que vivieron dichos microorganismos (Boomer *et al.*, 2003).

La mayor diversidad específica se encuentra en perfil **P2**, en el nivel más basal (M0). En este nivel, *Cyprideis* y *Perissocytheridea*, serían indicativos de un ambiente inestable, con fluctuaciones en la salinidad, mixohalino, que puede variar desde meso hasta polihalino (Laprida *et al.*, 2009; Evangelista-Nogueira y Feijo-Ramos, 2016).

Asimismo, el par *Cyprideis-Limnocythere* es típico de ambientes continentales someros y de mezcla. Estos taxa también pueden tolerar condiciones de baja salinidad. Esta evidencia indicaría un ambiente de depositación de baja energía y con aguas de menor salinidad (Laprida y Valero-Garcés, 2009), con respecto a los niveles superiores. Por su parte, aquellas asociaciones monoespecíficas compuestas solamente por *Cyprideis* en los niveles M5 y M13, sugieren periodos de stress hídrico y de aguas poco profundas (Laprida y Valero-Garcés, 2009).

La muestra M13 de este perfil (P2) fue la que presentó la mayor cantidad de ejemplares de *Cyprideis*, con los cuales se decidió realizar un análisis de la población, y donde se registraron los estadios A-4, A-3, A-2, A-1, siendo los más abundantes, A-2 y A-1 (Fig. 44). Una población de este tipo indica un ambiente de depósito de energía media, este tipo de población sería frecuente en ambientes continentales (Whatley, 1988; Boomer *et al.*, 2003). Przibram (1931) propuso que los crustáceos duplican su volumen con cada muda. Si la forma del caparazón no cambia, entonces el aumento de la longitud de un estadio al siguiente sería de 1,26, este mismo concepto fue aplicado en ostrácodos denominándose ley de Brooks (Kesling, 1952). Sin embargo, el caparazón, es solo una parte de la anatomía del ostráculo, y debe compartir el crecimiento con las partes blandas. En consecuencia, la duplicación del tamaño del animal total puede no reflejarse exactamente en el aumento del caparazón. Así también, los juveniles y los adultos pueden tener formas diferentes, por lo cual es probable que no sigan el mismo patrón de crecimiento (Kesling, 1952). Por otro lado, se ha demostrado también que el tamaño e incluso la forma de los caparazones de ostrácodos pueden variar estacionalmente, lo que se conoce como poblaciones de verano (menor tamaño) y poblaciones de invierno (mayor tamaño) (Szczechura, 1971). En el caso particular de este estudio, la nube de puntos sin interrupciones entre las medidas de largo 0,75 y 1,07 mm estaría representado por adultos

y juveniles A-1 (Fig. 44). Esta configuración es común en las asociaciones fósiles, ya que se encuentran promediadas en el tiempo, es decir, en una misma asociación fósil están representadas generaciones de individuos que no convivieron al mismo tiempo.

En el perfil **P5**, en el nivel CDT1, la proporción de juveniles: adultos es superior a la relación teórica entre ambos (8:1). Aquí se registraron abundantes valvas y fragmentos, lo cual indicaría una población de tipo alóctona, que habría sufrido importantes alteraciones *post-mortem* y transporte selectivo, proveniente de un ambiente de mayor energía a otro de menor energía (Boomer *et al.*, 2003; Laprida y Valero-Garcés, 2009). En la muestra ubicada en la sección media (CDT5) se reconoció la asociación *Cyprideis-Limnocythere*, que sugiere como ambiente de depósito, lagos someros y permanentes, de aguas mesohalinas (Laprida *et al.*, 2009). Por otro lado, los caparazones adultos indicarían una asociación al menos paraautóctona, propia de una tanatocenosis de alta energía (Boomer *et al.*, 2003). En los niveles superiores (CDT7 y CDT8), ambas asociaciones serían de tipo autóctonas e indicadoras de menor energía del ambiente con respecto a los niveles inferiores.

En la sección inferior del perfil **P8**, la única muestra fértil de todo el perfil fue B3 con una dominancia total de *Cyprideis* sp. nov. La abundancia de juveniles, valvas y fragmentos indicaría, como en el caso de CDT1, una asociación de tipo alóctona, en este caso los materiales hallados no serían buenos indicadores de las condiciones paleambientales (Boomer *et al.*, 2003).

## 5.4 ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS RECONOCIDOS EN LA FORMACIÓN CHIQUIMIL

En los perfiles **P9** y **P11** las asociaciones monoespecíficas de *Cyprideis* sp. nov., indicarían períodos de déficit hídrico y de concentraciones evaporíticas (Laprida *et al.*, 2009). La gran abundancia de valvas y fragmentos en ambos niveles fértiles de estos perfiles haría evidente una tanatocenosis de alta energía, con algunas alteraciones *post-mortem* producidas por corrientes, olas, o actividad biológica (Boomer *et al.*, 2003). Posteriormente la energía del paleoambiente habría decrecido, lo que permitiría la preservación de caparazones. Por otro lado, la dominancia de *Cyprideis* nov. sp. sugeriría un ambiente inestable de aguas salobres (Nicolaidis y Coimbra, 2008).

En particular en el perfil **P8** de Río Totoral, se recuperó una asociación más parecida a la del perfil P9 de Cerro Pampa, que al resto de los perfiles estudiados en Río Totoral. Teniendo en cuenta estas observaciones, se puede decir que tanto en la Aloformación Playa del Zorro como así también en la Formación Chiquimil, la escasa diversidad y el predominio de *Cyprideis* sp. nov. indicaría un paleoambiente lacustre, con salinidad variable, de oligo a mesohalino (Zamudio, 2019; Zamudio y Morton, 2019). Particularmente para los sedimentos de la Formación Chiquimil, el stress hídrico habría sido mayor, ya que la diversidad que presenta es más baja que la reconocida para la Aloformación Playa del Zorro.

## 5.5 INTERPRETACIÓN DE LA SALINIDAD SOBRE LA BASE DE LOS POROS EN TAMIZ DE *CYPRIDEIS* NOV. SP.

Los poros en tamiz se encuentran presentes en varias familias de Cytherocopina. Para la especie *Cyprideis torosa*, Rosenfeld y Vesper (1977) determinaron una relación inversamente proporcional entre la salinidad del medio ambiente y la redondez de los poros. Gliootti y Mazzini (1998) aplicaron esta metodología en la interpretación de paleosalinidades en depósitos de marismas salobres de las cuencas de Tiberino y Rieti, del Pleistoceno temprano de Italia. En este caso, las autoras estimaron variaciones desde agua dulce a oligohalina. Recientemente, Frenzel *et al.* (2016), realizaron estimaciones sobre la salinidad en muestras de cultivo de *C. torosa* y confirmaron la disminución del número de poros redondeados a medida que se incrementó la salinidad. Pint *et al.* (2017) también analizaron la forma de los poros, estos autores infirieron para el Holoceno Temprano de Tayma (Arabia Saudita), fuertes variaciones hidrológicas estacionales debidas a aporte fluvial. En los niveles analizados de la Aloformación Playa del Zorro (CDT7) y de la Formación Chiquimil (CeP7) *Cyprideis* sp. nov. posee mayormente poros redondeados, que sugeriría bajas concentraciones salinas (oligo-mesohalino) para los niveles portadores.

## 5.6 COMPARACIÓN CON OTROS YACIMIENTOS MIOCENOS DE LA REGIÓN Y ESCENARIO PALEOGEOGRÁFICO

Para la Formación Chiquimil, en el Valle de Santa María, localidades de Río Salinas y Tiopunco, Espíndola (2019) describe asociaciones representadas predominantemente por *Limnocythere* spp., *Vestalenula danielopoli* Rossetti y Martens,

1998, *Darwinula stevensoni* Brady y Robertson, 1870, *Ilyocypris bradyi* Sars, 1890, *Cyprideis salebrosa* y *Ammonia tepida*. Esta autora las consideró como indicadoras de un ambiente de depósito de salinidad variable, elevada alcalinidad, escasa profundidad y baja energía. Las mismas comparten con el perfil P1 de la Aloformación Playa del Zorro (Río Totoral) y con el perfil P11 de la Formación Chiquimil (Cerro Pampa), la presencia de *Cyprideis* y *Ammonia tepida*. En comparación, las asociaciones de la Formación Chiquimil estudiadas por Espíndola (2019), si bien con componentes similares a aquellas del Río Totoral y Cerro Pampa, indican condiciones de menor salinidad. En la Formación Desencuentro (Mioceno superior) de La Rioja, Cusminsky *et al.* (2006), identificaron asociaciones de baja diversidad y con predominio de *Cyprideis* y *Limnocythere* spp., acompañadas de escasos ejemplares de *Eucypris* Vávra, 1891; *Cyamocytheridea* Oertli, 1956 y *Darwinula* junto con carofitas del género *Chara* Linnaeus 1753 y bivalvos del género *Neocorbicula*. Estos autores deducen un ambiente con variación de salinidad, coincidentes con lagunas sujetas a desecación, pero con aportes de ríos y arroyos. Estas microfaunas, al igual que aquellas registradas por Espíndola (2019) son, en comparación con las estudiadas en este trabajo, indicadoras de paleoambientes menos salinos y probablemente más estables.

La Formación Paraná del Mioceno superior de la provincia de Santa Fé, fue descripta por Zabert (1978), como asociada al “Mar Paranaense”, donde señala la presencia de los ostrácodos *Cyprideis*, *Bensonia* Gray, 1847, *Cytherelloidea* Alexander, 1929, *Patagonacythere* Hartmann, 1962, *Perissocytheridea* spp., *Henryhowella* Puri, 1957, entre otros. Asociados, esta autora menciona los foraminíferos *Ammonia beccarii*, *Protelphidium tuberculatum* d'Orbigny, 1846 y *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826. Estas asociaciones de ostrácodos serían características de un mar cálido y somero.

La microfauna estudiada aquí es comparable con la registrada para los niveles superiores de la Formación Yecua (Cuenca de Chaco, Mioceno medio–tardío), que aflora en La Angostura, Bolivia (Nicolaidis y Coimbra, 2008). En esta formación, los autores reconocieron dos paleoambientes, uno inferior de tipo dulceacuícola, evidenciado por *Cypria* sp., *Ilyocypris?* sp., *Darwinula* sp. y *Cyprideis* spp.. Hacia la parte superior de la secuencia, registraron niveles con *Cyprideis* spp., *Perissocytheridea carrenoae*, *Ammonia tepida* y gastrópodos del género *Heleobia*, asociación que sugeriría ambientes *brackish*. Es interesante mencionar que Nicolaidis y Coimbra (op. cit) mencionaron e ilustraron la presencia de conchillas anormales de *A. tepida*. Estos niveles superiores de la Formación Yecua son muy semejantes a aquellos estudiados en este trabajo, principalmente con los perfiles P1 y P2, de la Aloformación Playa del Zorro y P11 de la Formación Chiquimil. Más aún, como se sugiere en la sección Paleontología Sistemática, algunos de los especímenes figurados en el trabajo de Nicolaidis y Coimbra (2008) como *Cyprideis* spp. muestran fuerte relación con *Cyprideis* nov. sp.; similarmente, los ejemplares aquí asignados a *Perissocytheridea*, son muy semejantes a la especie *P. carrenoae*.

Linhares *et al.* (2011) reconocieron tres fases para la Formación Solimões, del Mioceno tardío del oeste de Amazonia, sobre la base de su contenido de microfósiles, una fase lacustre, una transicional a marina y una fluvio-lacustre. Aquí, *Cyprideis* se considera como un excelente marcador de cambios abruptos en la salinidad, aunque la influencia marina se denota con la aparición de especies de foraminíferos planctónicos y bentónicos del tipo *Quinqueloculina* y *Amphistegina*.

La ingresión marina paranaense en el noroeste argentino posee varios aspectos de debate que provocaron, desde comienzos de siglo hasta la actualidad, que las opiniones de los investigadores se encuentren divididas. Básicamente, son dos los aspectos en

discusión, la extensión geográfica de la ingresión y la edad de la misma (Bossi *et al.*, 1999). El borde oriental de la región andina es en donde se producen las principales controversias (Alonso, 2000), las que en muchos casos están ligadas a la interpretación que se le da a la presencia de organismos de afinidad marina en depósitos lacustres (Anadón, 1989).

Ramos y Alonso (1995) propusieron que el brazo principal de la ingresión marina entró a través de la depresión de los ríos Salado y Dulce por Santiago del Estero. Esta ingresión se habría extendido hacia el sur alcanzando las Salinas Grandes y hacia el norte a ambos lados del Aconquija (Gavriloff y Bossi, 1992). La rama más occidental se habría extendido por el Valle de Santa María a los Valles Calchaquíes y estaría representada por la Formación San José (Mioceno medio) en el área del Valle de Santa María (Ramos y Alonso, 1995). Por otro lado, la presencia de foraminíferos y restos de peces en la Formación Anta, permitió inferir una posible vinculación con el mar paranaense, y correlacionar esta formación con la Formación Yecua (Russo y Serraiotto, 1979; Ramos y Alonso, 1995). A su vez, Bossi *et al.* (1999) establecieron una conexión entre las formaciones Yecua y San José, por la presencia de *Ammonia beccarii*.

A lo largo del tiempo distintos autores han propuesto que la porción inferior del Grupo Santa María habría estado directamente conectada con la ingresión Paranaense (Ramos y Alonso, 1995; Alonso, 2000; Gavriloff y Bossi, 1992; Bossi *et al.*, 1998). Herbst *et al.* (2000) sugirieron que las llanuras fluviales en esta región habrían sido afectadas por algunos “pulsos” de la ingresión, formando cuerpos de agua bastante extensos en las zonas de planicie de inundación, uno assignable a la Formación San José y otro a la Formación Chiquimil (Gavriloff y Bossi, 1992). Las variaciones de salinidad en estos paleolagos han ocasionado diferentes opiniones acerca del tipo de ambiente en el cual se depositaron. En muchos casos, los estudios realizados en áreas puntuales fueron

objeto de extrapolación para toda la región. Por otro lado, ninguna de las faunas de microfósiles halladas es exclusivamente marina, en algunos casos la hipersalinidad podría deberse a los “pulsos” de ingresión o a períodos de aridez (Herbst *et al.*, 2000).

Bertels-Psotka y Zabert (1980), Vergani *et al.* (1991) y Gavriloff y Bossi (1992), consideraron que la microfauna de la Formación San José (Tucumán y Catamarca), indicaría ambientes costeros y lagunas litorales, coincidentes con la ingresión paranaense. Sin embargo, Espíndola (2019) caracterizó a las asociaciones registradas para esta formación como pertenecientes a un ambiente exclusivamente continental con aguas hipohalinas a dulceacuícolas, integradas principalmente por los ostrácodos *Eucypris* sp., junto con *Limnocythere*, *Cyprideis* spp., *Heterocypris* y *Darwinula stevensoni*.

Los depósitos de la Formación Río Salí correspondientes al Mioceno superior de la provincia de Tucumán, según Gavriloff y Bossi (1992) son de origen lacustre costero y de lagos abiertos, efímeros, que habrían sido invadidos por varios pulsos marinos, relacionados a la ingresión Paranaense. Esta formación también ha sido correlacionada con la Formación San José por su contenido de foraminíferos (Gavriloff y Bossi, 1992), y ambas interpretadas como ambientes con influencia marina, de salinidad variable (Hernández *et al.*, 2002). En un análisis más detallado de la microfauna de la Formación Río Salí, Espíndola *et al.* (2017) registraron una asociación con dominancia de darwinuloideos, infiriendo así, un paleoambiente somero, oligo a mesohalino.

La Formación Yecua también ha sido objeto de múltiples controversias paleoambientales, donde diversos autores relacionaron estas acumulaciones en forma directa con las distintas ingresiones marinas, sin lograr un consenso generalizado (Tineo, 2018). En lo que respecta al análisis de microfósiles calcáreos y moluscos, Marshall *et al.* (1993) señalaron que la presencia de *Ammonia beccarii* y *Cyprideis* sp. y bivalvos afines a ambientes salobres, indicaría un ambiente marino aunque de salinidad inferior a la

normal. Asimismo, Hulka *et al.* (2006) describieron una microfauna relacionada con la ingresión Paranaense. Sus conclusiones fueron cuestionadas por Nicolaidis y Coimbra (2008), quienes describieron a la microfauna procedente de esta formación como el primer registro de microfósiles no marinos, sugiriendo ciclos alternantes de inundación y sequía bajo un entorno continental de baja energía. Por su parte, Tineo *et al.* (2014) sugirieron que tanto la fauna fósil como las características sedimentológicas de esta formación serían indicativas de lagos y ríos someros. A su vez, estos autores propusieron una conexión por medio de un vasto sistema de humedales, que le permitiría a los vertebrados dulceacuícolas un mecanismo de dispersión. Por este medio, se habría producido una interconexión, aunque de manera intermitente, entre las distintas cuencas marinas miocenas en el territorio sudamericano y una continuidad no marina en el Mioceno tardío entre las cuencas del Amazonas y Chacoparanense (Tineo, 2018). Esta propuesta sería contraria a la hipótesis de una ingresión marina del Mioceno tardío en la Formación Yecua de Marshall *et al.* (1993), Alonso (2000) y Hulka *et al.* (2006), entre otros. Sería fácil suponer que, si este tipo de sistemas hubiese sido de tal magnitud como para llegar a impactar en el noroeste argentino, aunque fuera de manera parcial, tanto la microfauna descrita para la Formación Yecua, por Nicolaidis y Coimbra (2008) como las estudiadas en este trabajo, podrían haber tenido una conexión, lo cual explicaría su similitud, al menos en algunos niveles.

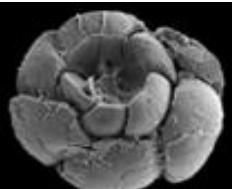
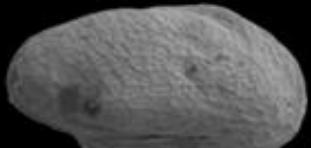
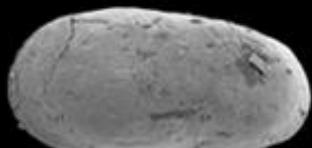
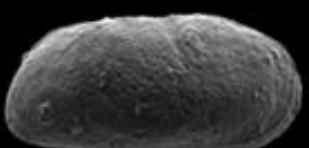
## 5.7 CONSIDERACIONES FINALES

Por lo expuesto, se infiere que los depósitos lacustres de la Aloformación Playa del Zorro se habrían formado a partir de un cuerpo de agua somero, bajo condiciones alternantes de salinidad, sujeto a cambios estacionales entre períodos de lluvias torrenciales y períodos más secos, típicos de un clima semiárido y estacional. Anzótegui

*et al.* (2007) sugirieron que las condiciones imperantes durante el Mioceno superior en esta área habrían sido las de un clima cálido tropical a subtropical, seco, con algunos ambientes un poco más húmedos asociados a cuerpos de agua (Parra y Morales, 2003; Anzótegui *et al.*, 2007; Horn *et al.*, 2016). Esto produciría variaciones en el nivel de un cuerpo de agua, de avance y retroceso de los bordes, con salinidad variable, de oligo a mesohalina y de variable energía (García y Herbst, 1997; Parra y Morales, 2003; Zamudio y Morton, 2019). Por un lado, las condiciones habrían sido benignas, con aguas oxigenadas, de alcalinidad elevada de un ambiente dulceacuícola, alternando con etapas más desfavorables de mayor aridez, con salinidad más elevada, bajo condiciones reductoras y presencia de evaporitas (Morton, 2004; Horn *et al.*, 2016; Zamudio y Morton, 2019). Los ambientes terrestres, habrían sido secos y abiertos constituyendo sabanas xerófilas, en su mayoría herbáceo/arbustivas (Anzótegui *et al.*, 2007).

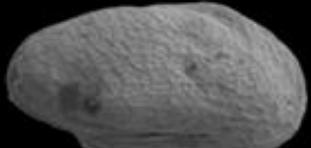
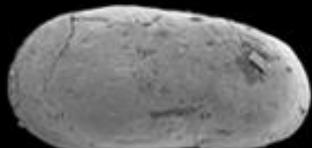
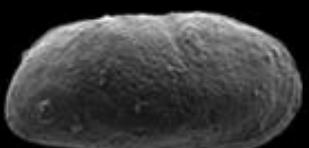
Para los estratos de la Formación Chiquimil se infiere que las condiciones de depósito habrían sido bastante similares a la Aloformación Playa del Zorro, aunque con mayor estrés hídrico e inestabilidad, lo cual se vería reflejado en la escasa diversidad de microfósiles. En esta área, a fines del Mioceno, se habría originado un lago como resultado de la interrupción en el drenaje natural producido por un cuerpo de origen volcánico, proveniente del Complejo Farallón Negro (Moyano, 2003). Se trataría de un ambiente lótico, donde la energía fue cambiando de manera decreciente de alta a moderadamente baja, con una salinidad superior a la de los depósitos registrados en el Valle de Santa María, de oligo-mesohalina hasta hiperhalina, esta última condición indicada por los depósitos evaporíticos (Herbst *et al.*, 2000; Moyano, 2003; Zamudio, 2019). Las aguas habrían sido alcalinas por la presencia de ceolita de origen volcánico (Moyano, 2003). A su vez, la presencia de depósitos de halita, estaría vinculada a una extrema evaporación y salinización de los sedimentos (Moyano, 2003). Este lago somero

tendría una profundidad no superior a los 10 m (Moyano, 2003). En aquellas áreas no asociadas a cuerpos lacustres, la vegetación era herbácea y arbórea, consecuencia, al igual que en la Aloformación Playa del Zorro, de un clima subtropical de tipo semiárido (Anzótegui, 2004; Baez *et al.*, 2018).



# **CAPÍTULO 6.**

# **CONCLUSIONES**



El análisis de las asociaciones microfaunísticas del Neógeno de los Valles Calchaquíes, pertenecientes al Valle del Cajón, Aloformación Playa del Zorro y Formación Chiquimil, Cerro Pampa, Cuenca de Santa María-Hualfín permitió dar a conocer ejemplares de ostrácodos y foraminíferos. En la localidad de Hualfín, las muestras recolectadas resultaron estériles en microfósiles calcáreos.

Se describió una nueva especie del género *Cyprideis* Jones, asociado a los ostrácodos *Perissocytheridea* cf. *carrenoae*, *Limnocythere* sp. 1 y *Limnocythere* sp. 2 y al foraminífero *Ammonia tepida*. Estas asociaciones presentaron un dominio de *Cyprideis* sp. nov. y reflejaron un ambiente de origen lacustre, somero, con salinidad fluctuante entre oligo a mesohalino hasta hipersalino, con fuerte alcalinidad, fondos arenosos fangosos, lo cual también es avalado por la presencia de gastrópodos *Heleobia* y bivalvos *Neocorbicula*. Las variaciones la salinidad estarían determinadas por alternancia entre fases secas y húmedas, y regidas por cambios estacionales, de un clima tropical seco, pero con lluvias torrenciales.

Las asociaciones del perfil P1, perteneciente a la Aloformación Playa del Zorro, presentaron una tanatocenosis de energía moderada con fauna indicativa de ambientes salobres. En el perfil P2, su base representa condiciones ambientales relativamente favorables, con aguas de mayor profundidad y con menor salinidad. Posteriormente este escenario se vuelve más inestable, con fases más secas, reflejado por asociaciones con escasa diversidad, con una energía de depósito de baja a media, en todos los casos las asociaciones reconocidas serían autóctonas. En el perfil P5, una de las asociaciones reconocida es alóctona y se caracteriza por importantes alteraciones *post-mortem*. En los niveles superiores se reconocen asociaciones autóctonas que indicarían un gradual decrecimiento en la energía de depósito y aguas mesohalinas. El perfil P8, se caracteriza

por la presencia exclusiva de valvas y fragmentos de *Cyprideis* nov. sp., lo que indicaría una asociación de tipo alóctona.

Con respecto a la Formación Chiquimil, muchas de las asociaciones registradas son monoespecíficas, representadas por *Cyprideis* nov. sp., lo que sugieren condiciones de estrés ambiental. En ambos perfiles (P9 y P11) las asociaciones serían del tipo autóctonas, relacionadas a un ambiente de alta energía, la cual fue decreciendo gradualmente.

Los ejemplares del foraminífero *Ammonia tepida* son atalásicos y podrían haber sido transportados hasta allí por ornitocoria. Los mismos presentaron en muchos casos crecimiento anormal en sus conchillas, lo cual es atribuido a condiciones de estrés ambiental, probablemente causado por fluctuaciones en la salinidad.

Los índices de diversidad, dominancia y equidad calculados en asociaciones de microfósiles de la Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral y de la Formación Chiquimil, Cerro Pampa, demostraron que en ambas localidades las asociaciones presentaron una baja diversidad y equidad, y una alta dominancia. El análisis de agrupamiento reveló que, en las asociaciones provenientes de la Formación Chiquimil, la riqueza específica fue inferior que las recuperadas en la Aloformación Playa del Zorro, lo cual evidencia condiciones de mayor inestabilidad ambiental.

La morfología de los poros en tamiz presentes en la superficie de las valvas de *Cyprideis* sp. nov., fue utilizada como una herramienta para inferir la salinidad de las muestras de la Aloformación Playa del Zorro, Río Totoral y la Formación Chiquimil, Cerro Pampa. En ambos casos se infirió una salinidad baja, del tipo oligohalino a mesohalino.

La interpretación que se les ha dado a los organismos de ambientes de mezcla en las microfaunas de las distintas formaciones miocenas en América del Sur ha sido objeto

de controversia. El impacto de la ingresión marina ocurrido en el noroeste argentino es una cuestión que hasta el momento no está esclarecida. Lo que sí queda claro es la relación entre estas distintas asociaciones de microfaunas, que formarían parte de entornos lacustres sujetos a desecación, con salinidad variable, escasa profundidad y baja energía. Esta similitud entre microfaunas habría sido posible gracias a la formación de cuerpos de agua extensos, que conectaron los pulsos de ingresión marina con las planicies de inundación. Dicha conexión sería una explicación satisfactoria a la similitud existente presente en este estudio y la que comparte en particular, con los niveles superiores de la Formación Yecua, Bolivia. Sobre la base de la microfauna estudiada se concluye que, al menos durante el Mioceno tardío, las sedimentitas de la Formación Chiquimil en Cerro Pampa y de la Aloformación Playa del Zorro en Río Totoral, provincia de Catamarca, fueron depositadas en un ambiente de tipo lacustre, somero, con salinidad fluctuante (oligohalino-mesohalino) resultado de una marcada estacionalidad.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alexander, C.I. 1929. Ostracoda of the Cretaceous of North Texas. *University of Texas Bulletin*, 2907: 1–137.
- Allmendinger, R. 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 1070–1082.
- Almogi-Labin, A., Perelis-Grossovicz, L. y Raab, M., 1992. Living Ammonia from a hypersaline inland pool, Dead Sea area, Israel. *Journal of Foraminiferal Research*, 22: (3), 257– 266.
- Alonso, R.N. 2000. El terciario de la Puna en tiempos de la ingresión marina paranense. En F.G. Aceñolaza y R. Herbst (Eds.), *El Neógeno de Argentina: Instituto Superior de Correlación Geológica* (pp. 163–180). Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.
- Alonso, R.N. y Wayne, W. J. 1992. Hallazgo de gastrópodos en la Formación Sijes (Mioceno superior), Salta, República Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: (3-4), 179–186.
- Alve, E. y Goldstein, S. 2014. The propagule method as an experimental tool in foraminiferal ecology. En: H. Kitazato y J. Bernhard (Eds.), *Approaches to Study Living Foraminifera* (pp. 1–12). Collection, Maintenance and Experimentation, Springer, Japan.
- Anadón, P. 1989. Los lagos salinos interiores atalásicos con faunas de afinidad marina del Cenozoico de la Península Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 24 (2), 83–102.
- Anderson, A. 1974. Musculature and muscle scars in the cytherid ostracode Cytheridea papillosa (Bosquet). *Zoologica Scripta*, 3 (2), 83–90.

- Andreu, B. 1996. Nouvelles espèces d'ostracodes du Turonien supérieur (?) - Coniacien (?) Santonien de la région de Boulmane, Moyen Atlas, Maroc. Systématique, biostratigraphie et paléoécologie, paléobiogéographie des associations. En: S. Jardiné, I. De Klasz y J.P. Debenay (Eds.). *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud.- Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, (pp. 483-509). Pau, Mémoire.
- Anzótegui, L.M. 2004. Megaflora de la Formación Chiquimil, (Mioceno Superior), en los valles de Santa María y Villavil, provincias de Catamarca y Tucumán, Argentina. *Ameghiniana*, 41 (3), 303-314.
- Anzótegui, L.M. 2006. [Paleofloras del Mioceno en los valles Calchaquíes, noroeste de la Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Noreste, Corrientes. 266 p. Inédita.].
- Anzótegui, L.M., y Cristalli. 2000. Primer registro de hojas de Malvaceae en el Neógeno de Argentina y Brasil. *Ameghiniana*, 37 (2), 169-180.
- Anzótegui, L.M., y Morton, L.S. 2000. Capítulos de Asteraceae en la flora de la Formación San José (Mioceno medio), Tucumán, Argentina. *Ameghiniana, Reunión anual de Comunicaciones de la APA*, 37 (4), 69R.
- Anzótegui, L., y Herbst, R. 2004. Megaflora (hojas y frutos) de la Formación San José (Mioceno Medio) en río Seco, departamento de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. *Ameghiniana*, 41 (3), 423-436.
- Anzótegui, L. M., Garralla, S., y Herbst, R. 2007. Fabaceae de la Formación El Morterito (Mioceno Superior) del valle del Cajón, provincia de Catamarca, Argentina. *Ameghiniana* 44 (1), 183-196.

- Apostolescu, V. 1957. Contribution à l'étude des Ostracodes de l'Eocene inférieur (S.L.) du Bassin de Paris. *Revue de l'Institut Francais du Petrole et Annales des Combustibles Liquides*, 11 (11), 1327–1352.
- Arenillas, I. 2004. Foraminíferos: biología, organización de la concha y clasificación. En: E. Molina (Ed.). *Micropaleontología* (pp. 95–158). Prensas universitarias de Zaragoza.
- Argumedo Hernández, U. y Siqueiros Beltrones, D.A. 2008. Cambios en la estructura de la asociación de diatomeas epifitas de *Macrocytis pyrifera* (L.) C. Ag.. *Acta botánica mexicana*, 82: 43–66.
- Armstrong, H. y Brasier, M. 2005. Foraminifera. En H. Armstrong y M. Brasier (Eds.), *Microfossils* (pp. 142-187). Blackwell Publishing, USA.
- Babinot, J. 1988. Données préliminaires sur les associations d'ostracodes du Cénomanien de Grèce (Zone sub-pélagonienne, Argolide). Implications paléobiogeographiques et géodynamiques. *Geobios*, 21(4), 435–463.
- Báez, J., Crisafulli, A., Moyano, S. y Herbst, R. 2018. Maderas neógenas de Cerro Pampa, Catamarca, Argentina. *Rev. Mus. Argentino Cienc. Nat., n.s.* 20(2), 197–204.
- Baird, W. 1843. Notes on British Entomostraca. *The Zoologist- a popular Miscellany of Natural History*, 1(7), 193–197.
- Baird, W. 1845. Arrangement of the British Entomostraca, with a list of species, particularly noticing those which have as yet been discovered within the bounds of the club. *Transactions of the Berwickshire naturalists Club* 2: 145–158.
- Baird, W. 1850. The Natural History of the British Entomostraca. *Ray Society, London*.
- Bassiouni, M. 2002. Middle Cretaceous (Aptian - Early Turonian) Ostracoda from Sinai, Egypt. *Neue Paläontologische Abhandlungen*. 4: 1-22.

- Bayly, I. 1972. Salinity tolerance and osmotic behavior of animals in athalassic saline and marine hypersaline water. *Ann. Rev. Ecol. Syst.* 3: 233–268.
- Beadle, L. C. 1943. An ecological survey of some inland saline waters of Algeria. *J. Linn. Soc. (Zool.)*, 41: 218–242.
- Benson, R. 1967. Muscle-scar patterns of Pleistocene (Kansan) ostracodes. En R.C. Moore (Ed.) *Essays in Paleontology and Stratigraphy, Commemorative Volume* (pp. 211–241). University of Kansas, Department of Geology.
- Benson, R.H. 1969. Ostracodes of the Rita Blanca Lake deposits. En R.Y. Anderson (Ed.), *Paleoecology of an early Pleistocene lake on the High Plains of Texas* (pp. 107–115). Geol. Soc. America Mem.
- Bertels-Psotka, A. y Martínez D.E. 1990. Quaternary ostracodes of continental and transitional littoral-shallow marine environments. *Courier Forschchungs Institut Senckenberg*, 123 (2), 141–160.
- Bertels-Psotka, A. y Martínez, D. 1997. Ostrácodos holocenos de la desembocadura del Arroyo Napostá Grande, sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Rev. Esp. Micropaleontología* 29 (3), 21-61.
- Bertels-Psotka A. y Laprida C. 1998. Ostrácodos y paleoambientes Holocenos del Nordeste de la provincia de Buenos Aires Argentina. *Ameghiniana*, 35 (2), 151–162.
- Bertels-Psotka, A. y Zabert, L.L., 1980. Microfauna del Grupo Santa María (Terciario Superior) en las provincias de Catamarca y Tucumán, República Argentina. *Actas de 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología* (3: 67-73). Buenos Aires.

- Biese, W.A. 1944. Revisión de los moluscos terrestres y de agua dulce provistos de concha, de Chile. *Boletin Museo Nacional Historia Natural de Chile* 1 (22), 169–190.
- Boersma, A. 1998. Foraminifera. En Haq B. y Boersma A. (Eds.) *Introduction to marine micropaleontology* (pp. 19-78.). Elsevier, Singapore.
- Bold, W. A. Van Den. 1963. Upper Miocene and Pliocene Ostracoda of Trinidad. *Micropaleontology*, 9 (4), 361–424.
- Boltovskoy, E. 1957. Los foraminíferos del estuario del Río de La Plata y su zona de influencia. *Revista del Instituto Nacional de Investigaciones y Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia*, 6 (1), 1–77.
- Boltovskoy, E. y Watanabe, S. 1985. Foraminíferos bentónicos del Cenozoico (Paleoceno superior-Cuartario) del Sitio 305 del DSDP (Pacífico Noroccidental). *Rev. Española Micropaleontología*, 17 (2), 281–314.
- Boltovskoy, E. y Wright, R. 1976. *Recent foraminifera*. The Hague: Junk.
- Boomer, I. y Eisenhauer, G. 2002. Ostracod faunas as palaeoenvironmental indicators in marginal marine environments. En A.H. Holmes y A.R. Chivas (Eds.) *The Ostracoda: applications to Quaternary research* (pp. 135–149). American Geophysical Union, Washington D. C.
- Boomer, I., Horne, D. J. y Slipper, I. J. 2003. The use of ostracods in palaeoenvironmental studies, or what can you do with an ostracod shell? En L.E. Park y A.J. Smith (Eds) *Bridging the Gap—Trends in the Ostracode Biological and Geological Sciences*. (pp. 153–179). Paleontological Society Papers.
- Bosquet, J. 1852. Description des Entomostracés Fossiles des Terrains Tertiaires de la France et de la Belgique. *Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux Arts de Belgique* 24: 142.

- Bossi G.E. y Palma R.M. 1982. Reconsideración de la estratigrafía del Valle de Santa María, Provincia de Catamarca, Argentina. *Actas de V Congreso Latinoamericano de Geología* (pp.155–172). Buenos Aires.
- Bossi, G.E., Ovejero, R., y Strecker, M. 1987. Correlación entre los perfiles del Terciario superior en la Puerta de Corral Quemado-Hualfín y de Entre Ríos (Chiquimil). *Actas de Congreso Geológico Argentino* (pp.117–120). Catamarca.
- Bossi, G.E., Muruaga, C., Sanagua, J., Hernando, A., Quiroga, G, Ahumada, A., y Gavriloff, I., 1992. Aloestratigrafía del Neógeno del Valle del Cajón (Provincia de Catamarca). *Actas de IV Reunión Argentina Sedimentología* (pp.137–144). La Plata, Buenos Aires.
- Bossi, G.E., Muruaga, C.M., Sanuaga, J.G., Hernando, A. y Ahumada A.L. 1993. Geología y estratigrafía de la Cuenca Neógena Santa María-Hualfin (Deptos. Santa María y Belén, provincia de Catamarca). *12º Congreso Geológico Argentino de Exploración de Hidrocarburos* (pp.156–165). Mendoza.
- Bossi, G.E., Georgieff, S., Muruaga, C., Sanagua, J., Ahumada, A. y Ibáñez, L. 1994. The Santa María-Hualfín Neogene Basin of northwestern Argentina. *International Sedimentological Congress* (pp.12–13). Recife, Brasil.
- Bossi, G.E., Muruaga, C.; Georgieff, S.; Ahumada, A.L., Ibáñez, L. y Vides, M.E. 1997. The Santa María Neogene Basin of the Pampean Ranges: an example of mixed tectonic evolution. *I Congreso Latinoamericano de Sedimentología* (pp.97–104). Venezuela.
- Bossi, G.E., Gavriloff, I. y Esteban, G. 1998. Terciario. Estratigrafía, bioestratigrafía y paleogeografía. En: M. Gianfrancisco, M.E. Puchulu, J. Durango De Cabrera, G.F. Aceñaloza (Eds.). *Geología de Tucumán 2º edición.* (pp. 87–110). Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán. Tucumán.

- Bossi, G.E., Muruaga, C.M., y Gavriloff, I.J.C. 1999. Sierras Pampeanas. Relatorio. XIV *Congreso Geológico Argentino* (pp.329–360). Salta.
- Bossi, G.E., Vides, M.E., Ahumada, A.L., Georgieff, S.M., Muruaga, C. y Ibáñez, L. M. 2000. Análisis de las paleocorrientes y de la varianza de los componentes a tres niveles, Neógeno del valle del Cajón, Catamarca, Argentina. *Asociación Argentina de Sedimentología*, 7 (1-2), 23–47.
- Bossi G., Georgieff S., Gavriloff I., Ibáñez, L. y Muruaga. 2001. Cenozoic evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina. *Journal of South America Earth Sciences*, 14 (7), 725–734.
- Bradshaw, J.S. 1957. Laboratory studies on the rate of growth of the foraminifer, “*Streblus beccarii* (Linne) var. *tepida* (Cushman)”. *Journal of Paleontology*, 31 (6), 1138–1147.
- Brady, G. S. 1867. A synopsis of the Recent British Ostracoda. *The Intellectual Observer*, 12: 110–130.
- Brady G. y Robertson, D. 1870. The Ostracoda and Foraminifera of tidal rivers. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, 4 (6), 1–33.
- Brady G.S. y Robertson, D. 1885. Genus *Darwinula* En T. R. Jones (Ed.). *On the Ostracoda of the Purbeck Formation with notes on the Wealden species*. 41: (pp. 311–353). Quartely Journal of the Geology Society of London.
- Brady, G.S. 1870. Contributions to the study of the Entomostraca. 5. Recent Ostracoda from the Gulf of St. Lawrence. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, 4 (6), 450–454.
- Brady, G.S. y Norman, A.M., 1889. A monograph of the marine and freshwater Ostracoda of the North Atlantic and of northwestern Europe. Podocopa. *Royal Dublin Soc., Scientific Trans*, 2 (4), 63–270.

- Brouwers, E.M. 1988. Sediment transportation detected from analysis of ostracod population structure: an example from the Alaskan continental shelf. En P. de Decker; J.P. Colin y J.P. Peypouquet (Eds.). *Ostracoda in the Earth Sciences* (pp. 231–244). .Elsevier.
- Brower, J.E. y Zar, J.H. 1984. *Field and laboratory methods for general ecology*. Wm. C. Brown Co. Dubuque, Iowa.
- Brünnich, M. T. 1771. *Zoologiae fundamenta*. Hafniae et Lipsiae: Grunde i Dyeloeren.
- Butler, R.F., Marshall, L.G., Drake, R. E. y Curtis, G.H. 1984. Magnetic polarity stratigraphy and 40K – 40Ar dating of Late Miocene and Early Pliocene continental deposits, Catamarca province, NW Argentina. *Journal of Geology* 92: 623–636.
- Calvo-Marcilese L., Cusminsky, G.C. y Gómez E. 2011. Asociaciones De Foraminíferos Bentónicos en Secciones Holocenas Del Estuario De Bahía Blanca (Buenos Aires, Argentina): Caracterización Paleoambiental. *Ameghiniana* 48 (2), 210–225.
- Calvo-Marcilese, L., D'Ambrosio, L. Rojo D. y Cusminsky, G. 2016. Nuevo registro microfaunístico (foraminíferos y ostrácodos) del Cuaternario tardío en Salinas del Bebedero, San Luis, Argentina. *Ameghiniana, Suplemento Resúmenes*. 54 (4), 123R.
- Calvo-Marcilese L., D'Ambrosio S., Rojo D. y Cusminsky, G. 2019. New Micropaleontological Record (Foraminifera and Ostracoda) from the Late Glacial and Holocene in Salinas del Bebedero, San Luis, Argentina: A Paleoenvironmental Interpretation En: G., Cusminsky, E. Bernasconi y A. Concheyro (Eds.). *Advances in South American Micropaleontology-Selected*

- papers of the 11th Argentine Paleontological Congress* (pp.143–158). Springer, Switzerland.,
- Carbonnel, G. 1983. Morphométrie et hypersalinité chez *Cyprideis torosa* (Jones) (*Ostracoda*, Actuel) dans les salines de Santa-Pola (Alicante, Espagne). *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, 36 (4), 216–219.
- Carignano, A.P y Ballent S. 2009. Microfósiles (Foraminifera, Ostracoda) y su respuesta a las variaciones paleoambientales. Un ejemplo en la Formación Allen (Cretácico Superior), Cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 46 (2), 307–320.
- Cavalier-Smith T. 1981. Eukaryote kingdoms: seven or nine? *Biosystems* 14 (3-4), 461–81.
- Claus, C. 1892. Beiträge zur Kenntnis der Süßwasser-Ostracoden: 1. Über den Körper- und Gliedmaßenbau der Cypriden nebst Bemerkungen über einzelne innere Organe derselben. *Arbeiten aus dem zoologischen Institute der Universität Wien und der zoologischen Station in Triest* 10: 147–216.
- Coimbra, J., Costa, K. y Fauth, G. 2006. Palaeoenvironmental significance of allochthonous vs. autochthonous late Quaternary ostracodes from Imaruí lagoon and d’una river, southern Brazil. *Rev. bras. paleontol.* 9 (3), 295–302.
- Coimbra J., Carreñoa A., Geraquee, E., Eichlerb, B. 2007. Ostracodes (Crustacea) from Cananéia-Iguape estuarine/lagoon system and geographical distribution of the mixohaline assemblages in southern and southeastern Brazil. *Iheringia, Sér. Zool.*, 97 (3), 273–279.
- Colin J., Tambareau, Y. y Krasheninikov, V.A. 1996. Ostracodes limniques et lagunaires dans le Crétacé supérieur du Mali (Afrique de l’Ouest): systématique,

- paléoécologie et affinités paléobiogéographiques. *Revue de Micropaléontologie, Paris*, 39 (39), 211–222.
- Curtis, D. 1960. Relation of environmental energy levels and ostracod biofacies in East Mississippi Delta area. *American Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, 44(4), 471–494.
- Cushman, J.A. 1922. Results of the Hudson Bay Expedition. I. The Foraminifera. *Contributions to Canadian Biology*, 1921 (9), 133–147.
- Cushman, J. A. 1926. Recent foraminifera from Porto Rico. *Publications of the Carnegie Institution of Washington*, 344 :73– 84.
- Cusminsky, G., Schwalb, A., Pérez A., Pineda, D., Viehberg, F., Whatley, R., Markgraf V., Gilli A., Ariztegui D., y Anselmetti F. 2005. Recent lacustrine ostracods from Patagonia, Argentina. *Rev Esp Micropaleontol*, 37:431–450.
- Cusminsky, G., García, A, Herbst, R. 2006. Ostrácodos (Crustacea, Ostracoda) y carófitos (Chlorophyta, Charales) de la Formación Desencuentro (Mioceno superior), provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 43 (2), 327–338.
- Cusminsky, G. Schwalb, A., Pérez P., Pineda, D., Viehberg, F, Whatley, R., Markgraf, V, Gilli A, Ariztegui, D. y Anselmetti, F. 2011. Late quaternary environmental changes in Patagonia as inferred from lacustrine fossil and extant ostracods. *Biol J Linnean Soc*, 103: 397–408.
- D'Ambrosio, S., García, A., Díaz, A., Chivas, A. y Claps, C. 2017. Distribution of ostracods in Westcentral Argentina related to host-water chemistry and climate: implications for paleolimnology. *J Paleolimn*, 58 (2), 101–117.
- De Franchesco, C., Tietze, E. y Cristini, P. 2013. Mollusk successions of Holocene shallow-lake deposits from the Southeastern Pampa Plain, Argentina. *Palaios* 28 (11-12), 815–862.

- Delage, Y. y Hérouard, E. 1896. *Traité de Zoologie Concète*. En Anónimo (Ed.) *La Cellule et les Protozoaires* (pp.1: 584) Wentworth Press.
- Dias-Brito, D., Moura, J. A. y Würdig, N. 1988. Relationships between ecological models based on ostracods and foraminifers from Sepetiba Bay (Rio de Janeiro-Brazil). En T. Hanai, N. Ikeya y K. Ishizaki (Eds.) *Evolutionary Biology of Ostracoda*, (pp. 467–484) Elsevier, Amsterdam.
- d'Orbigny, A. D. 1826. Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annales des Sciences Naturelles*, 7: 96–169.
- d'Orbigny, A. D. 1839. Foraminifères, in de la Sagra R., *Histoire physique, politique et naturelle de l'ile de Cuba*. *A. Bertrand*. 1–224.
- d'Orbigny, A. 1846. *Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne (Autriche)* (*Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien*). Gide et Comp. Paris.
- Ehrenberg, C.G. 1839. *Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen*. (pp. 59–147) Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.
- Espíndola, V. 2019. [*Taxonomía y paleoecología de ostrácodos y foraminíferos del valle de Santa María (Mioceno Medio-Tardío), provincias de Catamarca, Tucumán y Salta, Argentina*. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura, Universidad Nacional del Nordeste, p 253. Inédita.].
- Espíndola, V. y Morton, L.S. 2004. Microfauna miocena de la Formación San José (provincias de Catamarca y Tucumán) Argentina. *Ameghiniana, Suplemento Resúmenes* 41(4),13R.
- Espíndola, V. y Morton, L.S. 2008. Ostrácodos y foraminíferos de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno) provincias de Catamarca y Tucumán, Argentina.

*Actas de Comunicaciones Científicas y Tecnológicas, Universidad Nacional del Nordeste ( B-040) . Corrientes.*

- Espíndola, V.E, Herbst, R., Zamudio, M. y Díaz, A. 2017. Ostrácodos de la Formación Río Salí (Mioceno Superior), cercanías de Raco, provincia de Tucumán, Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 29 (2), 59–66.
- Esteban, G. 1998. Paleontología de vertebrados y edades mamíferos. En M. Giafrancisco, J. Durango, M. E. Puchulu y G. F. Aceñolaza (Eds.), *Geología de Tucumán*. (pp.105-109). Publicación Especial Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, Tucumán.
- Esteban, G. y Nasif, N. 1996. Nuevos Dasypodidae (Mammalia, Xenarthra) del Mioceno tardío del valle del Cajón, Catamarca, Argentina. *Ameghiniana* 33 (3), 327–334
- Esteban, G. y Nasif, N. 1999. Mamíferos fósiles de la Formación Chiquimil (Mioceno Tardío), provincia de Catamarca, Argentina. Bioestratigrafía. XV Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. *Ameghiniana, Suplemento Resúmenes* 36 (4)R.
- Esteban G., Georgieff, S., Nasif, N., Ibañez y Bonini R. 2019. Marco estratigráfico, paleontología de vertebrados y paleoambientes del Plioceno de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero, Argentina. En N. Nasif, G, Esteban, J. Chiesa, A. Zurita y S. Georgieff (Eds.). *Mioceno Al Pleistoceno del centro y norte de Argentina*. (pp.348–366). Fundación Miguel Lillo, Tucumán.
- Evangelista Nogueira, A. y Feijó Ramos, M. 2016. The genus Perissocytheridea Stephenson, 1938 (Crustacea: ostracoda) and evidence of brackish water facies along the Oligocene- Miocene, Pirabas Formation, eastern Amazonia, Brazil. *Journal of South American Earth Science* 65: 101–121.

- Feijó Ramos, M. 2006. Ostracods from Solimões Formation (Amazonas, Brasil). *Journal of south American Earth Science* 21:87-95.
- Fernández-López, S. 2000. *Temas de Tafonomía*. Depto. Paleontología. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Ferrero, L. 1996. Paleoecología de ostrácodos holocenos del estuario del río Quequén Grande (provincia de Buenos Aires). *Ameghiniana* 33 (2), 209–222.
- Ferrero, L. 2009. Foraminíferos y ostrácodos Pleistoceno tardío (Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana* 46 (4), 637–656.
- Flynn, J.J., y Swisher, C.C. 1995. Cenozoic South American land mammal ages: correlation to global geochronologies. En W.A. Berggren, D.V Kent, M.P Aubry y J. Hordenbol (Eds.). *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. (pp. 317–333.) Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication.
- Franco, M.J., Brea, M. y Herbst, R. 2014. *Palmoxylon romeroi* sp. nov. de la Formación chiquimil (Mioceno Superior) del Valle de Santa María, provincia de catamarca, Argentina. *Ameghiniana* 51 (6), 572–584.
- Frenzel, P., Ewald, J. y Pint, A. 2016. Salinity-dependent sieve pore variability in Cyprideis torosa: an experiment. *Journal of Micropaleontology* 36: 57–62.
- Galván, A. F. y Ruiz Huidobro, O. 1965. Geología del valle de Santa María. Estratigrafía de las formaciones Mesozoico-Terciarias. *Acta Geológica Lilloana* 7: 217–203.
- García, A. y Herbst, R., 1997. Charophyta del Mioceno superior de los valles de Santa María y de El Cajón, provincia de Catamarca, Argentina. *Ameghiniana* 34 (1), 61–68.
- Garralla, S., Anzótegui, L. y Moyano, S. 2009. Análisis paleontológico preliminar de depósitos lacustres del Cerro Pampa en la Formación Chiquimil (Mioceno

- Superior), provincia de Catamarca. *Actas de 14º Simposio Argentino de paleobotánica y palinología* (pp 19.) Mar del Plata.
- Garralla, S., Morton, L.S., Anzótegui L.M., Moyano S. y Herbst, R. 2012. Primeros registros paleontológicos de la localidad de Cerro Pampa (Formación Chiquimil, Mioceno Tardío), Provincia de Catamarca, Argentina. *Gaea -Journal of Geoscience* 8: 18–25.
- Gavrilloff, I.J. 2013. Marine foraminifera from continental water bodies in Argentina: dispersion hypothesis since Miocene to recent. *Ameghiniana Suplemento Resúmenes*, 50 (6), R12.
- Gavrilloff, I.J. y Bossi, G.E. 1992. Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), provincias de Catamarca, Tucumán y Salta, República Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 17 (2), 5–43.
- Gavrilloff, I., Bossi, G., Esteban, G., Nasif, N. y Musalem, S. 1998. El problema estratigráfico de la «Edad» Mamífero Huayqueriense en la Cuenca Santa María-Hualfín (Catamarca, Tucumán, Salta). *Actas de 7º Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía*. 7 (128) R.
- Gavrilloff, I. y Arce, M. 2010. The presence of foraminifera in lacustrine facies of the Santa María Group (San José and Chiquimil Formations), middle/upper Miocene, Tucumán and Catamarca, Argentina. *Ameghiniana, Suplemento Resúmenes* 47: 4R.
- Georgieff, S.M., Sosa Gomez, J. y Schiuma, M. 2012a. Análisis estratigráfico-estratigráfico estructural del Neógeno de Catamarca, Tucumán, Sur de Salta, Santiago del Estero.. *Ameghiniana Suplemento Resúmenes*, 1 R10-11.
- Georgieff, S.M., Ibañez L.M., Anis, K.B., Vides, M.E. y Nieva, S.M. 2012b. Una visualización regional evolutiva de los ambientes sedimentarios neógenos de

- Catamarca, Tucumán, sur de Salta y Santiago del Estero. *Ameghiniana Suplemento Resúmenes 1: 10-11R.*
- Georgieff, S.M., Ibañez, L.M., Vides, M.E., Anis, K.B., Nieva, S.M., 2014. Paleógeno y Neógeno de Tucumán: Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. En M.S. Moyano, M.E. Puchulu, D. S. Fernández, M. E. Vides, S. Nieva, G. Aceñolaza (Eds.). *Geología de Tucumán*, (pp. 106–123) Publ. Esp. Colegio de Graduados de Ciencias Geológicas de Tucumán.
- Geslin, E., Stouff, V., Debenay, J.P. y Lesourd, M. 2000. Environmental variation and foraminiferal test abnormalities. En: R.E. Martin (Ed.). *Environmental Micropaleontology: The Application of Microfossils to Environmental Geology*. (pp. 191–215). Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.
- Gitter F., Gross M. y Piller W. 2015. Sub-Decadal Resolution in Sediments of Late Miocene Lake Pannon Reveals Speciation of *Cyprideis* (Crustacea, Ostracoda). *PLoS ONE* 10(4),1–2.
- Gliozzi, E. y Mazzini, I. 1998. Palaeoenvironmental analysis of Early Pleistocene brackish marshes in the Rieti and Tiberino intrapenninic basins (Latium and Umbria, Italy) using ostracods (Crustacea). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140 (1-4), 325–333.
- González Bonorino, F., 1950. Geología y Petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá). Dirección General de Industria Minera, Boletín 70, Buenos Aires.
- González, M.A., Musacchio E., García, A., Pascual, R. y Corte, A. 1981. Las líneas de costa Pleistocenas de la Salina del Bebedero, San Luis, Argentina. *Actas de 8º Congreso Geológico Argentino* (pp.617–628). San Luis.
- Gray, T. 1847. Proc. Zoöl. Soc. London. p. 150.

- Grigg, E. y Siddiqui, Q. 1993. *Perissocytheridea*, Stephenson 1938. A brackish water ostracod. *European Ostracodology Meeting* (pp. 257). Glasgow.
- Gross, M., Ramos, M. y Piller, W. 2014. On the Miocene Cyprideis species flock (Ostracoda; Crustacea) of Western Amazonia (Solimões Formation): Refining taxonomy on species level. *Zootaxa*, 3899 (1), 1–69.
- Gründwaldt, M.M. y Morton, L.S. 2002. Foraminíferos fósiles de Zig-Zag N del Valle de Santa María, Catamarca, Argentina. *Comunicaciones Científicas y Tecnológicas* (B-055). Corrientes.
- Gutentag, E. y Benson, R.H., 1962. Neogene (Plio-Pleistocene) freshwater ostracodes from the central High Plains. *Kansas Geol. Survey, Bull.* 157 (4), 1–60.
- Hammer, U.T. 1986. *Saline lake ecosystems of the world*. Springer, Netherlands.
- Hanai, T., 1959. Studies on the Ostracoda from Japan; 4-Family Cytherideidae Sars, 1925. *Tokyo Univ. Faculty Sei. Jour* 2 (11), 291–308.
- Hartmann, G. 1954. Ostracodes des Étangs Méditerranéens. *Vie et Milieu* 4 (4), 707–712.
- Hartmann, G. 1962. Zur Kenntnis des Eulitorals der chilenischen Pazifikküste und der Küste Südpatagoniens- unter besonderer Berücksichtigung der Polychaeten und Ostracoden. *Mitteilungen aus dem hamburgischen Zoologischen Museum und Institut, Ergänzungsband*. 60: 169–270.
- Herbst, R. L. y Zabert, L. 1987. Microfauna de la Formación Paraná (Mioceno Superior) de la Cuenca Chaco-Paranense (Argentina). *Facena* 7: 165–206.
- Herbst, R., Anzótegui, L., Esteban, G., Mautino, L., Morton, S. y Nasif, N. 2000. Síntesis Paleontológica del Mioceno de los Valles Calchaquíes, Noroeste argentino. *INSUGEQ, serie Geológica*, 14: 263–288.
- Hernández, R., Jordan, T., Dalenz Farjat, A., Echavarría, L., Idelman, B y Reynolds, J. 2002. Edades, distribución, controles tectónicos y eustáticos de las ingresiones

- marinas paranense y caribeana en el sur de Bolivia y Argentina. *Actas de V Congreso Latinoamericano de Paleontología*. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia.
- Hirschmann, N. 1909. Beitrag zur Kenntnis der Ostracodenfauna des Finnischen Meerbusens. *Societas pro Fauna et Flora Fennica, Meddelanden*, 34: 282–296.
- Hofker, J. 1964. Foraminifera from the tidal zone in the Netherlands Antilles and other West Indian Islands. *Studies on the Fauna of Curaçao and other Caribbean Islands*. 21: 1–119.
- Horn, M.Y., Martínez, M.A. y Anzótegui, L.M. 2016. Análisis palinofacial de la Aloformación Playa del Zorro (Mioceno tardío/Plioceno), valle del Cajón, Catamarca, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontología* 19 (1), 85–94.
- Horne, D.J. 2003. Key events in the ecological radiation of the Ostracoda. En L.E. Park y Smith, A.J. (Eds.), *Bridging the Gap: Trends in the Ostracode Biological and Geological Sciences*. (181–201pp.) Cambridge University Press, Reino Unido.
- Horne, D.J., Danielopol, D.L. and Martens, K. 1998. Reproductive behaviour, in Sex and parthenogenesis. En K. Martens (Ed.) *Evolutionary ecology of reproductive modes in non-marine ostracods*. (pp.157–195). Backhuys, Leiden.
- Horne, D.J., Cohen, A. y Martens, K. 2002. Taxonomy, morphology and biology of quaternary and living Ostracoda. En J. Holmes y A. R. Chivas (Eds.) *The Ostracoda Applications in Quaternary Research*. (pp. 5–36). American Geophysical Union, Geophysical Monograph Washington D.C.
- Horne D.J., Scheon, I., Smith, R.J. y Martens, K. 2005. *What are Ostracoda? A cladistic analysis of the extant superfamilies of the subclasses Myodocopa and Podocopa (Crustacea: Ostracoda)*. En Koenemann S, Jenner RA (Eds), *Crustacea and arthropod relationships*. (pp. 249–273). Crustacean issues, Taylor and Francis, London.

- Hottinger, L. 2006. *Illustrated glossary of terms used in foraminiferal research*. Carnets de Géologie/ Notebooks on Geology-Memoir.
- Hulka, C., Gafe, K.U., Sames, B., Uba, C.E. y Heubeck, C. 2006. Depositional setting of the Middle to Late Miocene Yecua Formation of the Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 21: 135–150.
- Ibañez, L. 2001. [Análisis paleoambiental de la Formación Chiquimil en el valle de Santa María, Catamarca, Tucumán y Salta. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán. 231 p. Inédita.].
- Ibáñez Palacios, G.P., Bazán, C.A., Drahg, F., y Carrión, M. 2001. Microfauna de la Formación San José (Mioceno medio), en la localidad de Yasyamayo, Tucumán. *Acta Geológica Lilloana* 18: 305–310.
- Jones, T.R. 1850. Description of Entomostraca of the Pleistocene beds of Newbury, Copford, Clacton and Grays. *Ann. Mag. Nat. Hist.* 2 (6), 25–28.
- Jones, T.R. 1857. A monograph of the tertiary Entomostraca of England. *Monograph of the Palaeontographical Society London*. 9: 1–68.
- Juday, C. 1907. Ostracoda of the San Diego region. II: Littoral forms. *University of California Publications in Zoology*. 3: 135–156.
- Karanovic, I. 2012. *Recent Freshwater Ostracods of the World: Crustacea, Ostracoda, Podocopida*. Springer Publishing, Heidelberg, Alemania,.
- Kesling, R.V. 1951. The morphology of ostracod molt stages. *Illinois Biological Monographs*, 21: 1–324.
- Kesling, R. 1952. Doubling in size ostracod carapaces in each moult stage. *Journal of Paleontology* 26 (5), 772–780.

- Kesling R. 1961. Ontogeny of Ostracoda. En: Moore R. (Ed.). *Treatise on invertebrate paleontology- Q. Ostracoda.* (pp. 19–20). Universidad Kansas and the Geological Society of America, Nueva York.
- Keyser, D. 1977. Ecology and zoogeography of recent brackish-water ostracoda (Crustacea) from south-west Florida. En H. Löffler y D. Danielopol (Eds.). *Aspects of Ecology and Zoogeography of Recent and Fossil Ostracoda.* (pp.207–221) Dr W Junk b.v. Publishers, The Hague.
- Keyser, D. 1990. Morphological changes and function of the inner lamella layer of podocopid ostracoda. En Whatley, R., Maybury, C. (Eds.). *Ostracoda and Global Events.* (pp.401–410) Chapman Hall Publishers, London.
- Keyser, D. 2005. Histological peculiarities of the nodding process in *Cyprideis torosa* (Jones) (Crustacea, Ostracoda). *Hydrobiologie* 538: 95–106.
- King, R., Martínez, D. y Gómez, E. 2017. Asociaciones de ostrácodos del intermareal del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Rev. bras. paleontol.* 20 (1), 91–100.
- Klie, W. 1938. Krebstiere oder Crustacea 3: Ostracoda, Muschelkrebse. En F., Dahl (Ed.). *Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile, nach ihren Merkmalen und nach Lebensweise* (pp.1–230) Jena.
- Kontrovitz, M. 1975. A study of the differential transportation of ostracodes. *Journal of Paleontology*, 49 (5), 937–941.
- Kruit, C. 1955. Sediments of the Rhone delta. *Grain size and microfauna.* Verhandel. Ned Geo Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser. 15: 257-314.
- Laprida, C. 2006. Ostrácodos recientes de la llanura pampeana, Buenos Aires, Argentina: ecología e implicancias paleolimnológicas. *Ameghiniana* 43 (1), 181–204.

- Laprida, C. y Ballent, S. 2008. Ostracoda. En H.H., Camacho y M.I., Longobucco (Eds). *Los invertebrados fósiles*. (pp. 599–624) Fundación de Historia Natural Félix de Azara.
- Laprida C. y Valero-Garcés, B.L. 2009. Cambios ambientales de épocas históricas en la pampa bonaerense en base a ostrácodos: historia hidrológica de la laguna de Chascomús. *Ameghiniana* 46 (1), 95–111.
- Laprida, C., Orgeira, M. y García Chaporí, N. 2009. El registro de la Pequeña Edad de Hielo en las lagunas pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (4), 603–611.
- Latorre, C., Quade, J. y Mcintosh, W.C. 1997. The expansion of the C4 grasses and global change in the Late Miocene: Stable Isotope evidence from the Americas. *Earth Science Planetary Letters* 146 (1-2), 83–96.
- Latreille, P.A. 1802. *Histoire naturelle générale et particulière des Crustacés et des Insectes*. F. Dufart, Paris 3: 1–467.
- Leiva, G. y Morton, L.S. 2001. Ostrácodos de la Formación San José (Mioceno), provincias de Catamarca y Tucumán, Argentina. *Comunicaciones Científicas y Tecnológicas* (B 0,10). Corrientes.
- Leiva, G. y Morton L. 2002. Ostrácodos fósiles de la Formación San José (Mioceno Medio), provincias de Catamarca y Tucumán, Argentina. *Actas de VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*. Corrientes.
- Liebau, A. 2005. A revised classification of the higher taxa of the Ostracoda (Crustacea). *Hydrobiologia* 538: 115–137.
- Ligios, S. y Gliozzi, E. 2012. The genus Cyprideis Jones, 1857 (Crustacea, Ostracoda) in the Neogene of Italy: a geometric morphometric approach. *Revue de Micropaleontologie* 55 (4), 171–207.

- Linhares, A., Ramos, M.I., Gross, M. y Piller, W.E. 2011. Evidence for marine influx during the Miocene in southwestern Amazonia, Brazil. *Geología Colombiana* 36: 91-103.
- Linnaeus, C. 1753. *Species plantarum, exhibentes plantas rite cognitas ad genera relatas cum differentiis specificis, nominibus trivialibus, synonymis selectis, locis natalibus, secundum systema sexuale digestas*. Laurentius Salvius, Stockholm.
- Linnaeus, C. 1758. *Systema Naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis*. Laurentius Salvius: Holmiae.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H. 1964. Sarcodina, Chiefly «Thecamoebians» and Foraminiferida. En R. C. Moore (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C.* (pp.1-900). Geological Society of America, Boulder.
- Maddocks, R.F. 1983. *Applications of Ostracoda. Actas de .Department of Geosciences, University of Houston.*
- Magurran, A.E. 1988. *Ecological Diversity and Its Measurement*. Croom Helm, London.
- Malizia, D.C., Strecker, M. Herbst, R. y Carrión, M. 1990. La Formación El Morterito (Neógeno de Sierras Pampeanas); características sedimentológicas y paleogeográficas. *Actas de 3º Reunión Argentina de Sedimentología*. (175–180). San Juan.
- Márquez, M., Ferrero, L. y Cusminsky, G. 2016. Holocene palaeoenvironmental evolution of The Pampa coastal plain (Argentina) based on calcareous microfossils. *Rev. bras. paleontol.*, 19 (1), 25–40.

- Marshall, L. G. y Patterson, B. 1981. Geology and geochronology of the mammal-bearing Tertiary of the valle de Santa María and río Corral Quemado, Catamarca province, Argentina. *Fieldiana Museum of Natural History*, 9. 1–80.
- Marshall, L. G., Sempere, T. y Gayet, M. 1993. The Petaca (Late Oligocene Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon*, 125: 291–301.
- Marshall, L.G., Butler, R.F., Drake, R.E., Curtis, G.H. y Tedford, R. H. 1979. Calibration of the Great American Interchange. *Science*, 204 (4390), 272–279.
- Martens, K. 1998. Chapter 17. Sex and ostracods: a new synthesis. En K. Martens (Ed.), *Sex and parthenogenesis: evolutionary ecology of reproductive modes in non-marine ostracods*. (pp. 295–321). Backhuys, Leiden.
- Martens, K, Rossetti G. y Baltanás A. 1998. Reproductive modes and taxonomy. En: K. Martens (Ed.), *Sex and partenogenesis: Evolutionary and ecology of Reproductive modes in nonmarine ostracods*. (pp. 197–214). Backhuys Publisher, Leiden. The Netherlands.
- Martens, K, Rossetti, G, Horne D.J. 2003. How ancient are ancient asexuals?. *Proc Biol Sci.* 270 (1516), 723–729.
- Martin, J.W. y Davis, G.E. 2001. An Updated Classification of the Recent Crustacea. *National History Museum of Los Angeles County, Science Series* 39: 1–124.
- Martínez-García, B., Corrochano, D., Suárez, O., Solís, B. y Suárez, A., Ordiales A. y Murelaga, X. 2017. Benthic foraminifera and ostracoda from middle–upper Miocene sequences of southern Ecuador. *Ameghiniana* 54 (2), 177–207.
- Martínez, D. 2005. Asociaciones de ostrácodos modernos del estuario de Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 42 (4), 669–684.

- Martínez, L. 2010. *Prosopisinoxylon anciborae* nov. gen. et sp. (Leguminosae, Mimosoideae) from the Late Miocene chiquimil Formation (Santa María Group), catamarca, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 158: 262–271.
- Martínez, L. 2014. Fossil legume woods from the Late Miocene, chiquimil Formation (Santa María Basin), Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 201: 1–11.
- Mautino, L.R. 2007. Chlorophyta de los valles calchaquíes (Mioceno medio y superior), Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 39 (1-2), 81-102.
- Mautino, L.R. 2009. Resultados paleoambientales a partir del análisis palinológico de la Formación Chiquimil (Mioceno superior), provincia de Catamarca. *XIV Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología*. Mar del Plata.
- Mautino, L.R. 2010. [Palinofloras de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno Medio y Superior), Noroeste de Argentina. Corrientes, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Nordeste, Corrientes, 444 p. Inédita].
- Mautino, L.R. 2011. Palinología de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno Medio y Superior) noroeste de Argentina. Especies nuevas. *Rev. Brasileira de Paleontología*. 14 (3), 279–290.
- Mautino, L.R., Anzótegui, L. M. y Herbst, R. 1997. Análisis palinológico de la localidad Nacimientos de Abajo, en la sierra de Hualfin, Departamento Belén, Catamarca, Argentina. *Geociencias* 2: 121–127.
- Mautino, L. R., Anzótegui, L. M. 1998. Palinología de la Formación Chiquimil (Mioceno Superior) en Vallecito, provincia de Catamarca, Argentina. Parte 1. Esporas: especies nuevas. *Ameghiniana* 35 (2), 217–226.

- Mautino, L.R., Anzótegui, L. M. 2000. Esporas del Mioceno y retrabajadas del Mesozoico, en la Formación Chiquimil, provincia de Catamarca. *Ameghiniana* 37 (1), 13–22.
- Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M. 2002. Palinología de la Formación San José, Mioceno medio, en la provincia de Tucumán (Argentina). *VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* Corrientes.
- Mautino, L.R., Cuadrado G. y Anzótegui, L.M. 2004. Novedades taxonómicas, diversidad y significado evolutivo del polen de Malvaceae en el terciario de Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 36: 467–483.
- Mautino, L.R. y Anzótegui, L. 2014. Novedades Palinológicas de las formaciones San José y chiquimil (Mioceno medio y tardío), noroeste de Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales n.s.* 16 (2), 143-164.
- Mebrouk F., Colin J. y Hennache. 2011. Un gisement d'ostracodes non-marins dans l'Éocène inférieur du Djebel Amour, Atlas saharien central, Algérie: taxonomie, paléoécologie et paléobiogéographie. *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology*. 4: 83–90.
- Meisch, C. 2000. *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe*. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg, Berlin.
- Meisch, C. 2007. On the origin of the putative furca of the Ostracoda (Crustacea). *Hydrobiologia* 585:181–200.
- Mesquita-Joanes, F., Smith, A.J. y Viehberg, F. 2012. The ecology of Ostracoda across levels of biological organisation from individual to ecosystem: a review of recent developments and future potential. En D.J. Horne, J.A Holmes, J. Rodriguez-Lazaro y F. Viehberg (Eds). *Ostracoda as Proxies for Quaternary Climate*

- Change, Developments in Quaternary Science*, (pp.15–35). Elsevier, Amsterdam.
- Montfort, P. 1808-1810. Conchyliologie systématique et classification méthodique des coquilles. *Schoell*. (1): lxxxvii + 409 [1808]. (2) pp. 676 + 16 [1810]. Paris
- Moore, R. y Pitrat, C. 1961. *Treatise on invertebrate palaeontology. Part Q. Arthropoda 3. Crustacea, Ostracoda*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence.
- Mortimer, E., Carrapa, B., Coutand, I., Schoenbohm, L., Sobel, E., Sosa Gomez, J. y Strecker, M. 2007. Fragmentation of a foreland basin in response out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajón-Campo del Arenal basin, NW Argentina. *Geological Society American Bulletin* 119 (5-6), 637–653.
- Morton, L. S. 1984. Corbiculidae (Pelecípoda) de la Formación San José (Mioceno superior) del Valle de Santa María, provincias de Catamarca y Tucumán, Argentina. *Facena*, 5:41–55.
- Morton, L. S. 1986. Gastrópodos de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno tardío), Catamarca y Tucumán, Argentina. *Ameghiniana*, 23 (3-4), 203–211.
- Morton, L.S. 2004. [Taxonomía y paleoecología de la malacofauna (Bivalvia-Gastrópoda) dulceacuícola del Neógeno en los valles de Santa María y del Cajón, Catamarca y Tucumán, Argentina. Tesis doctoral. Facultad de Cs. Ex. y Nat. y Agrim. Corrientes, 221p. Inédita.].
- Morton L y Herbst R. 1999. Gastrópodos (Orthalicidae) de la Formación Chiquimil (Mioceno) de Villavil, provincia de Catamarca, Argentina. *Reunión Anual de Ciencia y Tecnología*. Corrientes.

- Morton, L. S. y Herbst, R. 2003. Nuevas moluscos de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno) del Valle de Santa María (Catamarca y Tucumán), Argentina. *Ameghiniana*. 40 (2), 205–216.
- Morton, L.S. y Espíndola, V.E. 2006. Moluscos y microfósiles del valle de Santa María (Formación Chiquimil), Catamarca y Tucumán, Argentina. *Actas de Comunicaciones Científicas y Tecnológicas* (B-007) Corrientes.
- Moyano, M.S. 2003. [Mapeo y sedimentología de los depósitos lacustres miocenos de la Formación Chiquimil en el Cerro Pampa, Catamarca y Tucumán, Argentina. Seminario de Licenciatura. Universidad Nacional de Tucumán. Tucumán. p71. Inédita].
- Müller, G.W. 1894. Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angranzenden Meeres-abschnitte. Fauna und Flora des Golfes von Neapel, *Zool. Sta. Neapel, Monograph*, 21: 1–404.
- Müller, G.W. 1895. Reports on the dredging operations off the west coast of central America to the Galapagos to the west coast of Mexico, and in the Gulf of California, in charge of Alexander Agassiz, carried on by the U.S. Fish Commission steamer “Albatross”, during 1891. U. S. F. C. Marshall McDonald (Ed). En: *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College*. (pp. 155–169). Printed for the Museum, Cambridge, Mass. U.S.A.
- Muñoz-Torres, F., Whatley, R.C. y Harten, D.V. 2006. Miocene ostracod (Crustacea) biostratigraphy of the Upper Amazon Basin and evolution of the genus Cyprideis. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(1-2), 75–86.
- Murray, J.W. 1991. *Ecology and paleoecology of benthic foraminifera*. Longman, Wiley, New York.

- Murray, J.W. 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Muruaga, C.M. 1998. [Estratigrafía y Sedimentología del Terciario superior de la sierra de Hualfín, entre las localidades de Villavil y San Fernando, provincia de Catamarca. Tesis Doctoral , Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, 270 p. Inédita].
- Muruaga, C.M. 2001a. Estratigrafía del Miembro El Jarillal (Formación Chiquimil, Mioceno superior), la Sierra de Hualfín, Catamarca. *Acta Geológica Lilloana*, 18: 265–280.
- Muruaga, C.M. 2001b. Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroriental de la Puna, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 8: 27–50.
- Muruaga, C.M. y Bossi, G.E. 1999. Evolución tectosedimentaria de los depósitos neógenos en el borde suroriental de la Puna, noroeste de la Provincia de catamarca. *Actas de Congreso Geológico Argentino*( 1–66). Salta.
- Muruaga, C. M., Sial, A. N., Bossi, G. E. 2003. d<sup>13</sup>C And d<sup>18</sup>O Distributions in the Cerro Pampa section (Santa María-Hualfín Basin, Catamarca, Argentina) and their paleogeographic implications. *Actas de IV South American Symposium on Isotope Geology* (372–375). Brazil.
- Náñez, C. y Malumián, N. 2007. Foraminifera. En H. Camacho (Ed.) *Los invertebrados fósiles*. (pp. 65–100). Fundación de Historia Natural Félix de Azara. Buenos Aires.
- Nasif, N., Esteban G., Georgieff, S., Ibañez, L., Spagnuolo, S. 2019. Biocronoestratigrafía y paleoambientes del Mioceno tardío de Catamarca, Tucumán y Santiago del

- Estero, Argentina. En N. Nasif, G. Esteban, J. Chiesa, A. Zurita y S. Georgieff (Eds.). *Mioceno Al Pleistoceno del centro y norte de Argentina*. (pp. 229–250). Fundación Miguel Lillo, Tucumán.
- Nicolaidis, D. y Coimbra, J. 2008. Perissocytheridea carrenoae sp. nov. (Crustacea, Ostracoda) and associated calcareous microfauna from Yecua Formation (Miocene), Bolivia. *Revista Brasileira de Paleontologia* 11(3), 179–186.
- Oertli, H.J. 1956. Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. *Schweizerische Palaeontologische Abhandlungen*. 74: 1–119.
- Ornellas, L.P., y Würdig, N. 1983. Cyprideis salebrosa hartmanni Ramírez, F. 1967. A new subspecies from Brazil and Argentina. *Pesquisas* 15: 94–112.
- Palacios-Fest, M.R., Cusminsky, G. McGlue, M. 2016. Late Quaternary lacustrine ostracods (Ostracoda, Crustacea) and charophytes (Charophyta, Charales) from the Puna Plateau, Argentina. *J Micropalaeontol* 35 (1), 66–78.
- Parra L. y Medina S. 2002. Interpretación Litoestratigráfica del Perfil El Áspero en los Sedimentos Neógenos del Valle de El Cajón en Santa María, Provincia de Catamarca. *Actas de Congreso Regional de Ciencia y Tecnología NOA* (1–12). Catamarca.
- Parra, L.E. y Morales J.A. 2003. Descripción e interpretación de la columna estratigráfica tipo de la serie vulcano-sedimentaria neógena del Valle del Cajón (Catamarca, Argentina). *Geogaceta*, 33: 55–58.
- Patarroyo D., Ceolin D., Fauth, Torres, G., Cárdenas, C. y Rincón, D. 2019. Lower Cretaceous Benthic Foraminifers and Ostracods of the Middle Magdalena Basin, Colombia: Biostratigraphic and Paleoenvironmental Inferences. En Cusminsky, G., Bernasconi E. and A. Concheyro (Eds.). *Advances in South American Micropaleontology-Selected papers of the 11th Argentine*

- Paleontological Congress* (pp. 21–45). Springer Earth System Science Series. Switzerland.
- Pawlowski, J., Holzmann, M., Tyszka, J. 2013. New supraordinal classification of Foraminifera: Molecules meet morphology. *Marine Micropaleontology*, 100: 1–10.
- Peirano, A. 1943. Algunos yacimientos de fósiles de la parte central del Valle de Santa María y del Valle del Cajón. *Cuadernos de Mineralogía y Geología* 3(9), 40–54.
- Peirano, A. 1956. Observaciones generales sobre la Tectónica y los Depósitos Terciarios del cuadrángulo 26°S-64°30' O-28°30' S-67°O en el Noroeste Argentino. *Acta geol. Lilloana*, 1: 66–144.
- Pérez, L., Lorenschat, J., Bugja, R., Brenner, M., Scharf, B. y Schwalb, A., 2010. Distribution, diversity and ecology of modern freshwater ostracodes (Crustacea), and hydrochemical characteristics of Lago Petén Itzá, Guatemala. *Journal of Limnology*, 69 (1), 146–159.
- Pielou, E. 1969. The measurement of diversity in different types of biological collections. *J. Theor. Biol.*, 13: 131–144.
- Pint, A., Engel, M., Melzer, S., Frenzel P., Plessen B., Bruckner, H. 2017. How to discriminate Athalassic and marginal marine microfaunas: Foraminifera and other fossils from an early Holocene continental lake in northern Saudi Arabia. *Journal of research foraminifera* 47(2), 175–187.
- Pinto I. D. y Ornellas L. P. 1965. A new brackish water Ostracode Cyprideis riograndensis Pinto et Ornellas, sp. nov. from southern Brazil and its ontogenetic carapace development: *Escol. Geol. Porto Alegre, Publ. Esp.* 8:1–80.

- Pinto, I. D. y Ornellas, L.P. 1970. A new brackishwater ostracode Perissocytheridea krömmelbeini Pinto and Ornellas, sp. nov., from Southern Brazil. *Escola de Geologia de Porto Alegre, Sp Pub*, 20:1–19.
- Piovesan, E. K.; Cabral, M. C., Colin, J. P., Fauth, G. y Bergue, C. T. 2014. Ostracodes from the Upper Cretaceous deposits of the Potiguar Basin, Northeastern Brazil: taxonomy, paleoecology and paleobiogeography, part 1: Turonian. *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology*, 14: 211–252.
- Piovesan, E .K., Cabral, Boavida, M., Colin, J. y Fauth, G. 2015. *Fossocytheridea* Swain and Brown and Perissocytheridea Stephenson (Ostracoda): insights into paleosalinity gradients of Late Cretaceous deposits from Brazil and Portugal. *Rev Bras Paleont*, 18(1), 21–30.
- Powell, J. y Ortiz, P. 2014. Los vertebrados fósiles de la provincia de Tucumán. En Moyano, S., Puchulu, M., Fernández, D., Vides, M., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (Eds.) *Geología de Tucumán*. (pp. 208–227). Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán. San Miguel de Tucumán.
- Przibram, H., 1931. *Connecting laws in animal morphology*. Four lectures held at the University of London, London Press.
- Puri, H.S. 1957. Henryhowella, new name for Howella Puri, 1956. *Journal of Paleontology* 31(5): 982.
- Ramírez, F.C. 1967. Ostrácodos de lagunas de la provincia de Buenos Aires. Revista del Museo de La Plata. *Nueva Serie, Zoología* 73: 5–79.
- Ramón Mercau, J. 2015. [Estudio de la biodiversidad de Ostrácodos actuales y su aplicación en la elaboración de funciones de transferencia para reconstrucciones paleoambientales del Holoceno en la provincia de Santa Cruz

- (50-52° S). Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Buenos Aires, 220 p. Inédita].
- Ramos, N., Carignano, A., Cusminsky G. y Fucks E. 2019. Calcareous Microfossils (Ostracoda and Foraminifera) from the Holocene (MIS 1) at the Salado Basin (Arroyo San Miguel Site, Pila, Buenos Aires Province, Argentina). En G.Cusminsky, E. Bernasconi y A. Concheyro (Eds.). *Advances in South American Micropaleontology-Selected papers of the 11th Argentine Paleontological Congress*. (pp.115–129). Springer Earth System Science Series. Switzerland.
- Ramos, V., y Alonso, R. N., 1995. El Mar Paranense en la Provincia de Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería* 10: 73–80.
- Remane, A., 1934. Die Brackwasserfauna. *Zool. Anzeiger, Supplementband* 7: 34–74.
- Riggs, E. y Patterson, B., 1939. Stratigraphy of Late Miocene and Pliocene deposits of the province of Catamarca (Argentina). *Physis* 14: 143–162.
- Robledo, J.M. 2017. [*Iconología de las asociaciones planta-insecto de paleofloras de las Formaciones San José (Mioceno Medio), Chiquimil y Palo Pintado (Mioceno tardío) de los valles Calchaquíes*. Tesis doctoral, Facultad de Cs. Ex. y Naturales y Agrimensura, UNNE. Corrientes, 218 p. Inédita].
- Rodriguez-Lazaro, J. y Ruiz-Muñoz, F. 2012. A general introduction to ostracods: morphology, distribution, fossil record and applications. En D.J Horne, J.A. Holmes, J. Rodriguez-Lazaro y F. Viehberg. (Eds). *Ostracoda as Proxies for Quaternary Climate Change, Developments in Quaternary Science*. (1–14pp). Elsevier, Amsterdam.
- Rosenfeld, A. y Vesper, B. 1977. The variability of the sieve-pores in Recent and fossil species of *Cyprideis torosa* (Jones,1850) as an indicator for salinity and

- palaeosalinity. En: H. Löffler y D. Danielopol (Eds). *Aspects of Ecology and Zoogeography of Recent and Fossil Ostracoda*. (pp.55–67). Junk, The Hague.
- Rossetti G, y Martens, K. 1998. Taxonomic Revision of the Recent and Holocene representatives of the Family Darwinulidae (Crustacea, Ostracoda), with a description of three new genera. *Bulletin van het Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, Biologie* 68: 55–110.
- Rossi de Garcia, E. 1966. Contribución al conocimiento de los ostracodos cenozoicos de la Argentina. Formación Entre Ríos de Victoria, provincia de Entre Ríos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21 (3), 194–208.
- Rossi de Garcia, E. 1969. Amendement à la subfamille Cytherettinae Triebel 1952 (Familie Cytherettidae (Triebel) Howe 1961). *Actas de Proceedings 3rd African Micropalaeont. Colloquium* (pp. 317–323). Cairo.
- Ruggieri, G. 1953. Età e faune di un terrazzo marino sulla costa ionica della Calabria. *Giornale di Geologia*. 2(23), 19–168.
- Ruggiero, M.A., Gordon D.P., Orrell T. M., Bailly N., Bourgoin T, y Brusca R. C. 2015. A Higher Level Classification of All Living Organisms. *PLoS One*. 10(4), 1–54.
- Russo, A. y Serraiotto, A. 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste Argentino. *Actas de VIII Congreso Geológico Argentino* (731–748) Neuquén.
- Sames, B., Horne, D.J., 2012. Latest Jurassic to Cretaceous non-marine ostracod biostratigraphy: Unde venis, quo vadis? *Journal of Stratigraphy* 36 (2), 266–288.
- Sandberg, P.A. 1964. *The ostracod genus Cyprideis in the Americas*. Stockh. Contrib. Geol. 12: 1–178.

- Sandberg, P. y Plusquellec, P. 1974. Note of the anatomy and passive dispersal of Cyprideis (Cyperaceae, Ostracoda). *Geoscience and Man* 6: 1–26.
- Sars, G.O. 1866. Oversigt af Norges marine Ostracoder. *Forhandlinger i Videnskabs-Selskabet i Christiania*. 1865 (1), 1–130.
- Sars, G.O. 1890. *Overgist af Norges Crustaceer med forelobige bemerkinger over de nye eller mindre bekjendte arter: 2 (Branchiopoda, Ostracoda, Cirripedia)*. Forhandlinger i Christiania Videnskabs-Selskabet
- Sars, G.O. 1922-1925. *An account of the Crustacea of Norway with short descriptions and figures of all species*. - *Crustacea of Norway: Cypridinidae, Conchoeciidae, Polycopidae (1922) Polycopidae, Cytherellidae, Cypridae (1923) Cypridae (1925) Cypridae, Cytheridae (1925) Cyther.* 9th ed. Bergen.
- Schultze, M.S. 1854. *Über den Organismus der Polythalamien (Foraminiferen) nebst Bemerkungen über die Rhizopoden in allgemein*. Wilhelm Engelmann, Leipzig.
- Scott, H.W. 1961. Shell morphology of Ostracoda, En R.C. Moore y C.W. Pitrat (Eds), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q Arthropoda 3*. (pp. 21-36). Geological Society of America and University of Kansas Press, Kansas.
- Seggiaro, R., Caffe P., Becchio R., Galli C., Arnosio M. y Da Poián G. 2014. Evolución Tectónica Andina entre las sierras de Hualfín, Capillitas y extremo sur de Aconquija, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71 (4), 500–512.
- Segovia, M. 2004. [Estratigrafía del Faldeo Occidental del Cerro Pampa al sur del río Quillay, provincia de Catamarca. *Seminario de Licenciatura*. Universidad Nacional de Tucumán. Tucumán, 120 p. Inédita].
- Simpson, E. 1949. Measurement of diversity. *Nature* 1949:163–688.
- Siveter, D.J. 2008. Ostracods in the Palaeozoic? *Senckenbergiana lethaea* 88: 1–9.

- Smith, A. J. y Delorme, L. D. 2009. Ostracoda. En Class Ostracoda. J.H. Thorp y D.C. Rogers (Eds.). *Ecology and General Biology, Thorp & Covich's Freshwater Invertebrates*. (pp. 811–849). Elsevier Publishing, London.
- Smith, A.J. y Delorme, L.D. 2010. Ostracoda. En J.H. Thorp y A.P. Covich (Eds.), *Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates*. (pp. 725–771). Elsevier Publishing, London.
- Smith, A.J. y Horne, D.J. 2002. Ecology of marine, marginal marine and nonmarine ostracods. En Holmes J.A. y Chivas A.R. *Aplications in Quaternary research*. (pp. 37–64). The American Geology Union. Washington D.C.
- Smith, A.J., Horne, D.J., Martens, K. y Schön, I. 2015. Class Ostracoda. En: J.H. Thorp y D.C. Rogers (Eds.). *Ecology and General Biology, Thorp & Covich's Freshwater Invertebrates*. (pp. 757–780). Elsevier Publishing, London.
- Smith, R. J. y Martens, K. 2000. The ontogeny of the cypridid ostracod *Eucypris virens* (Jurine, 1820) (Crustacea, Ostracoda), *Hydrobiologia*, 419: 31–63.
- Sosa Gómez, J., Georgieff, S.M., Díaz, A., 2014. Compartimentalización de las cuencas intermontanas de las Sierras Pampeanas Noroccidentales: controles sobre los depocentros neógenos de los Valles Calchaquíes del sur de Salta y oeste de Tucumán. *Actas de 14ª Reunión Argentina de Sedimentología* (259–260), Puerto Madryn.
- Spagnuolo, C., Georgieff, S., Rapalini, A. 2015. Magnetostratigraphy of the Miocene Las Arcas Formation, Santa María Valley, northwestern Argentina. *Journal Of South American Earth Sciences*, 63: 101–113.
- Stephenson, M.B. 1935. Some microfossils from the Potamides Matsoni Zone of Louisiana. *Geological Bulletin, Department of Conservation, Louisiana Geological Survey*, 6: 187–196.

- Stephenson, M.B. 1936. Shell structure of the ostracode genus Cytheridea. *Journal of Paleontology* 10: 695–703.
- Stephenson, M.B. 1938. Miocene and Pliocene Ostracoda of the genus Cytheridea from Florida. *Journal of Paleontology* 12: 127–148.
- Strecker, M.R., Cerveny, P., Bloom, A.L. y Malizzia, D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26-28°S), Argentina. *Tectonics*, 8: 517–534.
- Swain, F. 1955. Ostracoda of San Antonio Bay, Texas. *Jour. Paleont.* 29 (4), 561-646.
- Sylvester-Bradley, P. y Benson, R. 1971. Terminology for surface features in ornate ostracods. *Lethaia*, 4 (3), 249–286.
- Szcechura, J. 1971. Seasonal changes in a reared fresh-water species, Cyprinotus (Heterocypris) incongruens, and their importance in the interpretation of variability in fossil Ostracoda. En H.J. Oertli (Ed.), *Colloque sur la paléoécologie des Ostracodes* (pp. 191-206). Bulletin du Centre de Recherches Pau-SNPA 5, Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine,
- Tanaka, G. 2006. Functional morphology and light-gathering ability of podocopid ostracod eyes and the palaeontological implications. *Zoological Journal of the Linnean Society* 147: 97–108.
- Tibert, N.E., Colin, J.P., Leckie, R. y Babinot, J.F. 2003. Revision of the ostracode genus Fossocytheridea Swain and Brown, 1964: Mesozoic ancestral root for the modern eurytopic Cyprideis Jones. *Micropal*, 49(3), 205–230.
- Tineo, D. 2018. [Sedimentología y estratigrafía del Mioceno de las Sierras Subandinas Australes argentinas y su extensión boliviana. Tesis Doctoral. FCNyM, UNLP, La Plata, 347p. Inédita.].

- Tineo, D.E., Bona, P., Pérez, L.M., Vergani, G.D., González, G., Poiré, D.G., Gasparini, Z.N. y Legarreta, P. 2014. Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian *Mourasuchus* (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. *Alcheringa*, 39: 224–235.
- Turner, J. C. 1962. Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca, Catamarca. *Revista Asociación Geológica Argentina* 17 (1-2), 11-46.
- Turner, J.C. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca (Pcia de Catamarca). *Servicio Nacional Minero Geológico*, Boletín 142. Buenos Aires.
- Uliana, M .A. y Musacchio, E. A. 1978. Microfossiles calcáreos no-marinos del Cretacico superior en Zampal, Provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 15(1-2), 111–135.
- Van Morkhoven, F.P. 1962. *Post-Paleozoic Ostracoda. Their morphology, taxonomy, and economic use. Volume I: General.* Elsevier, Amsterdam.
- Van Morkhoven, F.P. 1963. *Post-Paleozoic Ostracoda. Their morphology, taxonomy, and economic use. Volume II: Generic Descriptions .* Elsevier, Amsterdam.
- Vannier, J., Wang, S.Q. y Coen, M. 2001. Leperditicopid arthropods (Ordovician-Late Devonian): functional morphology and ecological range. *Journal of Paleontology* 75: 75–95.
- Vávra, W. 1891. Monographie der ostracoden boehmens. *Archiv der Naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Boehmens*, 8: 1–116.
- Vávra, W. 1895. Die von Dr. F. Stuhlmann gesammelten Süßwasser-Ostracoden Zanzibar's. *Beiheft zum Jahrbuch der Hamburgischen Wissenschaftlichen Anstalten*, 12: 1–23.
- Vávra, V. 1897. Die Süßwasser-Ostracoden Deutsch-Ost-Afrikas. *Dt.-ost. Afr.*, 4: 1–28.

- Vergani, G., Decastelli, O., Moroni, A.M. y Chaia, A. 1991. [Análisis estratigráfico y oleogenético del Mioceno del Valle de Santa María, provincias Salta, Tucumán y Catamarca. Informe YPF. 27 p. Inédita.].
- Vides, M.E. 2009. La sucesión Neógena aflorante entre Peñas Azules y Ovejería Chica en el valle del Cajón, Catamarca. *Acta geológica Lilloana*, 21 (2), 57-65.
- Vides, M. y Bazán, C. A., 2004. La Aloformación Playa del Zorro, Quebrada del Totoral, valle del Cajón, Provincia de Catamarca. *Actas de X Reunión Argentina de Sedimentología* (172–174). San Luis.
- Viviers, M.C., Koutsoukos, E.A, Silva-Telles A.C.y Bengton, P. 2000. Stratigraphy and biogeographic affinities of the late Aptian-Campanian ostracods of the Potiguar and Sergipe basins in northeastern Brazil. *Cretaceous Research*, 21(23), 407–455.
- Wagner, C. W., 1957. *Sur les ostracodes du Quaternaire Récent des Pays-Bas et leur utilisation dans l'étude géologique des dépôts Holocènes*. Mouton & Co's-Gravenhage.
- Walton, W. R. y Sloan, B. J. 1990. The genus Ammonia Brünnich, 1772: Its geographic distribution and morphologic variability. *Journal of Foraminiferal Research*, 20: 128–156.
- Whatley, R. C. 1983. Some simple procedures for enhancing the use of Ostracoda in palaeoenvironmental analysis. *Nowegian Petroleum Directorate, Bulletin*, 2: 129–146.
- Whatley, R. C. 1988. Population structure in ostracods: some general principles for the recognition of palaeoenvironments. En P. De Dekker y J.P. Peypouquet (Eds.). *Ostracoda in the Earth Science*. (pp. 245-256). Elsevier. Amsterdam.

- Whatley, R., Moguilevsky, A., Chadwick, J., Toy, N. y Feijó Ramos, M.I. 1998. Ostracoda from the S West Atlantic. Part III. The Argentinian, Uruguayan and Sern Brazilian continental shelf. *Rev Esp Micropaleontol*, 30: 89–116.
- Whatley, R. C., Muñoz-Torres, F. y Harten, D. 2000. Skopaeocythere: a minute new limnocytherid (Crustacea, Ostracoda) from the Neogene of the Amazon Basin. *Ameghiniana*, 37: 163–167.
- Wouters, K. y Martens, K. 1999. Four new species of the Cyprideis species flock (Crustacea: Ostracoda) of Lake Tanganyika. *Bulletin de l'Institut royal des sciences naturelles de Belgique, Biologie*, 69: 67–82.
- Würdig, N. 1983. Applications of ostracoda. En R.F. Maddocks (Ed). *Fresh and brackish-water ostracodes from the east coast of the state of Rio Grande do sul, Brazil* (pp. 591–604). Published by the Department of Geosciences, Houston.
- Yamada, S. 2007. Structure and evolution of podocopan ostracod hinges. *Biological Journal of the Linnean Society*, 92: 41–62.
- Yamada, S., Tsukagoshi y Noriyuki I. 2004. Ultrastructure of the carapace in some Semicytherura species (Ostracoda: Crustacea). *Micropaleontology*, 50(4), 381–389.
- Yamada, S., Tsukagoshi, A., y Ikeya, N. 2005. Carapace formation of the podocopid ostracodes Semicytherura species (Crustacea: Ostracoda). *Lethaia*, 38: 323–332.
- Zabert, L. L. 1978. Micropaleontología de la Formación Paraná (Mioceno Superior) en el subsuelo de la Provincia de Santa Fe, República Argentina. *Facena* 2: 101–165.
- Zabert, L.L. 1984. *Nonion demens* (Bik), foraminífero bentónico en el Mioceno del Valle de Santa María (Tucumán) y Selva (Santiago del Estero), Argentina. *Actas de III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (183–196). Corrientes.

- Zabert, L.L, Herbst, R. 1986. Ostrácodos Pleistocénicos del arroyo Perucho Verna, Provincia de Entre Ríos, Argentina. *Ameghiniana*, 23 (3-4), 213–224.
- Zamudio, M.B. 2015. “Estudio preliminar de ostrácodos continentales de Cerro Pampa, Formación Chiquimil (Mioceno tardío), Provincia de Catamarca, Argentina”. III Simposio del Mioceno Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. *Ameghiniana, Suplemento Resúmenes* 53: 3R.
- Zamudio, M.B. y Morton L.S. 2016. Primeras citas de foraminíferos y nuevos registros de ostrácodos del Mioceno Tardío del valle del Cajón, Catamarca, Argentina. XI Congreso de la asociación paleontológica argentina. *Ameghiniana, Suplemento Resúmenes* 54: 4R.
- Zamudio, M.B. y Morton, L.S. 2017. Late Miocene ostracoda from valle del Cajón, Catamarca province, Argentina. *Actas de ISO-18, International Simposia on Ostracoda*. (pp. 35). Santa Bárbara, USA. .
- Zamudio, M.B. 2019. Microfósiles calcáreos de la Formación Chiquimil (Cerro Pampa), Mioceno tardío, provincia de Catamarca. *Actas de V Simposio del Mioceno Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina*. Jujuy.
- Zamudio, M.B. y Morton, L.S. 2019. Paleoenvironmental interpretation of Late Miocene deposits, from El Cajón valley (Catamarca Province, Argentina) based on calcareous microfossils. En Cusminsky, G., Bernasconi E. and A. Concheyro (Eds.). *Advances in South American Micropaleontology-Selected papers of the 11th Argentine Paleontological Congres* (pp.115–129). Springer, Switzerland.