

**TESIS DOCTORAL EN CIENCIAS GEÓLOGICAS**

**ESTUDIO DE LAS FAUNAS DE  
GRAPTOLITOS DE LA SUCESIÓN  
ORDOVÍCICA AFLORANTE EN LA  
SIERRA DE VILLICUM,  
PRECORDILLERA ORIENTAL,  
SAN JUAN, ARGENTINA**

GEÓLOGA CINTIA KAUFMANN

DIRECTORA: DRA. GLADYS ORTEGA

CO-DIRECTORAS: DRA. SUSANA HEREDIA- DRA. LAURA LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN



2019

Contenido

<b>1-INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>7</b>
<b>2-OBJETIVOS .....</b>	<b>9</b>
2.1-OBJETIVO GENERAL .....	9
2.2-OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	9
<b>3-METODOLOGÍA DE TRABAJO .....</b>	<b>10</b>
3.1-TAREAS DE CAMPO.....	10
3.2-TAREAS DE LABORATORIO .....	11
3.3-TAREAS DE GABINETE .....	12
<b>4- MARCO GEOLÓGICO.....</b>	<b>14</b>
<b>5-ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>26</b>
<b>6-ESTRATIGRAFÍA.....</b>	<b>30</b>
6.1-FORMACIÓN SAN JUAN (KOBAYASHI, 1937).....	30
6.2- FORMACIÓN GUALCAMAYO (FURQUE, 1963).....	32
6.3- FORMACIÓN LA CANTERA (FURQUE & CUERDA, 1979; EMEND. BALDIS, ET AL. 1982).....	39
6.4-FORMACIÓN LA POLA (ASTINI, 2001A).....	41
6.5- FORMACIÓN DON BRAULIO (BALDIS ET AL., 1982).....	43
6.6-FORMACIÓN RINCONADA AMOS (1954) (=MOGOTES NEGROS).....	46
<b>7-GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>48</b>
7.1-DESCRIPCIÓN DE LAS SECCIONES ESTUDIADAS .....	48
7.1.1- <i>Quebrada Cecilia</i> (31°12'38.10"S; 68°29'12.60"O).....	49
7.1.2- <i>Quebrada Don Braulio</i> (31°12'52.79"S; 68°29'15.74"O) .....	55
7.1.3- <i>Quebrada de La Pola</i> (31°13'7.60"S; 68°29'32.01"O).....	63
7.2-CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES SOBRE LA FORMACIÓN GUALCAMAYO .....	73
<b>8- PALEONTOLOGÍA.....</b>	<b>78</b>
8.1-GRAPTOLITOS .....	78
8.1.1- <i>Generalidades del grupo</i> .....	78
8.1.2- <i>Clasificación de la Subclase Graptolithina</i> (Bronn, 1849).....	83
8.1.3- <i>Sistemática de Graptolitos</i> .....	86
Subclase Graptolithina (Bronn, 1849).....	86
Orden Graptoloidea Lapworth, 1875, en Hopkinson & Lapworth (1875) .....	86
Suborden Sinograptina Mu, 1957 .....	86
• <b>Familia Sigmagraptidae</b> Cooper & Fortey 1982 .....	87
<b>Género Etagraptus</b> Ruedemann, 1904, emend. ....	87
<b>Género Acrograptus</b> Tzaj, 1969 .....	89
<b>Género Eotetragraptus</b> Bouček & Přibyl, 1952 .....	92
• <b>Familia Sinograptidae</b> Mu, 1957 .....	96
<b>Género Anomalograptus</b> Clark, 1924.....	96
<b>Género Atopograptus</b> Harris, 1926 .....	98
<b>Género Holmograptus</b> Kozłowski, 1954 .....	100
• <b>Familia Abrograptidae</b> Mu, 1958 .....	109
<b>Género Jiangshanites</b> Mu & Qiao, 1962.....	109
Suborden <b>Incierto</b> .....	110
• <b>Familia Thamnograptidae</b> Hopkinson & Lapworth, 1875 .....	110
<b>Género Thamnograptus</b> Hall, 1859.....	111
<b>Género Wuninograptus</b> Ni, 1981 .....	112
Suborden <b>Dichograptina</b> Lapworth, 1873.....	115

• <b>Familia Dichograptidae</b> Lapworth, 1873 .....	115
<b>Dichograptido? indet</b> .....	116
• <b>Familia Phyllograptidae</b> Lapworth, 1873 .....	118
<b>Género Pseudophyllograptus</b> Cooper & Fortey (1982) .....	118
<b>Género Pseudotriconograptus</b> Mu & Lee (1958) .....	120
<b>Género Tetragraptus</b> Salter, 1863 .....	121
• <b>Familia Pterograptidae</b> Mu, 1950 .....	127
<b>Género Pterograptus</b> Holm, 1881 .....	127
<b>Género Pseudobryograptus</b> Mu, 1957 .....	129
Suborden Glossograptina Jaanusson, 1960.....	131
• <b>Familia Isograptidae</b> Harris, 1933 .....	131
<b>Subfamilia Isograptinae</b> Harris, 1933.....	131
<b>Género Isograptus</b> Moberg (1892).....	132
<b>Género Parisograptus</b> Chen & Zhang 1996 .....	133
<b>Subfamilia Arienigraptinae</b> Yu & Fang 1981 .....	135
<b>Género Arienigraptus</b> Yu & Fang (1981).....	135
• <b>Familia Glossograptidae</b> Lapworth, 1873 .....	142
<b>Género Bergstroemograptus</b> Finney & Chen, 1984.....	142
<b>Género Cryptograptus</b> Lapworth, 1880 .....	145
<b>Género Glossograptus</b> Emmons, 1855 .....	149
<b>Género Apoglossograptus</b> Finney (1978) emend. Chen et al. 2016.....	151
<b>Género Paraglossograptus</b> Mu en Hsü, 1959 .....	154
Infraorden Diplograptina Lapworth, 1880b.....	160
• <b>Familia Diplograptidae</b> Lapworth, 1873 .....	160
<b>Subfamilia Diplograptinae</b> Lapworth, 1873 .....	160
<b>Género Levisograptus</b> Maletz (2011b) .....	160
<b>Género Archiclimacograptus</b> Mitchell, 1987.....	171
<b>Género Eoglyptograptus</b> Mitchell, 1987 .....	187
<b>Subfamilia Orthograptinae</b> Mitchell, 1987 .....	189
<b>Género Hustedograptus</b> Mitchell, 1987 .....	189
<b>Familia Lasiograptidae</b> Lapworth, 1880 .....	197
<b>Género Hallograptus</b> Lapworth, 1876 .....	197
• <b>Familia Climacograptidae</b> Frech, 1897.....	199
<b>Género Haddingograptus</b> Maletz, 1997b .....	199
<b>Género Reteograptus</b> Hall, 1859 (=Retiograptus Hall, 1865).....	203
Infraorden Neograptina Storch <i>et al.</i> , 2011 .....	206
• <b>Familia Normalograptidae</b> Štorch & Serpagli, 1993, emend. Melchin <i>et al.</i> 2011....	207
<b>Género Normalograptus</b> Legrand, 1987 (emended Melchin & Mitchell, 1991) .....	207
<b>Género Pronormalograptus</b> Chen, 2016.....	208
• <b>Familia Dicranograptidae</b> Lapworth, 1873.....	215
<b>Género Pseudazygograptus</b> Mu, Li & Ge, 1960 .....	215
<b>Subfamilia Nemagraptinae</b> Lapworth, 1873 <i>emend.</i> Finney, 1985 .....	217
<b>Género Nemagraptus</b> (Emmons, 1855).....	218
8.1.4- <i>Bioestratigrafía de graptolitos</i> .....	225
Zona de <i>Levisograptus dentatus</i> .....	226
Zona de <i>Holmograptus lentus</i> .....	228
Zona de <i>Holmograptus spinosus</i> .....	229
Zona de <i>Pterograptus elegans</i> .....	231
Zona de <i>Hustedograptus teretiusculus</i> .....	233
Zona de <i>Nemagraptus gracilis</i> .....	234
8.1.5- <i>Paleoecología y paleobiogeografía de graptolitos</i> .....	240
8.1.6- <i>Biofacies de graptolitos</i> .....	248
<b>9. FAUNA ASOCIADA</b> .....	<b>253</b>
9.1-CONODONTES .....	253
9.1.1- <i>Generalidades del grupo</i> .....	253
9.1.2- <i>Antecedentes</i> .....	254
9.1.3- <i>Géneros y especies identificados</i> .....	256
9.1.4- <i>Paleoecología de Conodontes</i> .....	264
9.1.5- <i>Bioestratigrafía de Conodontes</i> .....	266
9.2-TRILOBITES.....	266
9.3- BRAQUIÓPODOS .....	268

9.4-BRIOZOOS .....	269
9.5-GASTRÓPODOS .....	270
9.6-PLACAS DE PECES PLACODERMOS .....	271
9.7-FILOCÁRIDOS .....	274
<b>10. DISCUSIÓN.....</b>	<b>275</b>
<b>11- CONCLUSIONES .....</b>	<b>279</b>
<b>12- BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>286</b>



**RESUMEN**

En el presente trabajo se realiza un estudio de las faunas de graptolitos de la sucesión silicoclástica ordovícica aflorante en el flanco oriental de la sierra de Villicum, Precordillera Oriental, Provincia de San Juan, Argentina. Las secciones de estudio corresponden a las quebradas Cecilia, Don Braulio y de La Pola, en las que están expuestas las formaciones Gualcamayo (Darriwiliano), La Cantera (Darriwiliano superior – Sandbiano), La Pola (Sandbiano) y Don Braulio (Hirnantiano). Se realiza una descripción litoestratigráfica de estas unidades y se identifican vacuidades estratigráficas presentes en las mismas.

Por otra parte, se brinda un estudio taxonómico de los graptolitos coleccionados, estableciéndose el rango de extensión de las especies. El registro de estos fósiles permite identificar las biozonas de *Levisograptus dentatus* (Subzona de *Arienigraptus angulatus*), *Holmograptus lentus*, *Holmograptus spinosus* (Darriwiliano medio) y *Pterograptus elegans* (Darriwiliano tardío) para la Formación Gualcamayo, la Zona de *Hustedograptus teretiusculus* (Darriwiliano tardío) en la parte inferior del miembro medio de la Formación La Cantera y la Zona de *Nemagraptus gracilis* (Sandbiano) a 6 m de la base del miembro medio de dicha unidad. Las biozonas mencionadas se integran en un esquema bioestratigráfico preliminar para la Precordillera Oriental que permite efectuar una correlación a nivel local, regional y global.

Además, se mencionan otras asociaciones fosilíferas presentes en ellas (e.g. conodontes, gastrópodos, braquiópodos, trilobites, briozoarios, placas de peces ostracodermos, entre otros). De especial importancia son los conodontes, los cuales se recuperaron a partir de muestras tomadas en la Formación La Cantera y en la Formación La Pola.

Elementos conodontales pertenecientes a *Pygodus anitae* Bergström conservados en el plano de estratificación de pelitas del techo de la Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola, permiten identificar la Zona de *Eoplacognathus suecicus* en asociación con graptolitos de la Zona de *P. elegans*. La presencia de *Eoplacognathus robustus* en el miembro inferior de la Formación La Cantera, en la quebrada Don Braulio, permite el registro de la Zona *Pygodus serra*, Subzona *Eoplacognathus robustus*.

A partir de muestras de areniscas bioclásticas de la Formación La Pola se logró una colección de conodontes del Ordovícico Superior, Zona *Amorphognathus tvaerensis* y placas de peces placodermos (género *Sacabambaspis*), y restos de microfósiles tales como braquiópodos, gastrópodos, fragmentos de briozoarios, crinoideos.

Se realizan correlaciones bioestratigráficas con diversas localidades de la Precordillera argentina y otras regiones paleogeográficas.

**ABSTRACT**

A biostratigraphic study of graptolites was carried out on Ordovician siliciclastic succession from Villicum Range in Eastern Precordillera, San Juan province. The study sections are La Pola, Don Braulio and Cecilia. There, the Gualcamayo (Darriwilian), La Cantera (upper Darriwilian-Sandbian), La Pola (Sandbian-Katian?) and Don Braulio (Hirnantian) formations are exposed. A lithostratigraphic description of these units was included and stratigraphic gaps were identified within them. Taxonomic descriptions of the collected graptolites and their stratigraphic ranges were recorded. Six graptolite biozones were recognized: *Levisograptus dentatus* (*Arienigraptus angulatus* Subzone), *Holmograptus lentus*, *Holmograptus spinosus* (middle Darriwilian) and *Pterograptus elegans* (late Darriwilian) for the Gualcamayo Formation succession, the *Hustedograptus teretiusculus* Zone (late Darriwilian) at the lower part of the middle member of the La Cantera Formation and the *Nemagraptus gracilis* Zone (Sandbian) 6 m above the base of the middle member of this unit. A preliminary biostratigraphic scheme was proposed for Eastern Precordillera, which allows local, regional and worldwide correlations. The presence of additional fossil associations was also identified (e.g. conodontes, gastropods, brachiopods, trilobites, bryozoans, arandaspids remains, among others). The conodont elements were recovered from the La Cantera and La Pola formations. Further, conodont elements and casts of *Pygodus anitae* were identified in bedding planes together with graptolites of the *P. elegans* Zone, at the top of the Gualcamayo Formation, La Pola section, they allow recording the *Eoplacognathus suecicus* Zone. The presence of *Eoplacognathus robustus* at the lower member of La Cantera Formation, at Don Braulio section enable to record de *Pygodus serra* Zone, *E. robustus* Subzone. Upper Ordovician conodont association of *Amorphognathus tvaerensis* Zone, were collected from calcareous sandstone at La Pola Formation. From this sample, arandaspid remains (genus *Sacabambaspis*) and braquiopods, gastropods, fragments of bryozoans and crinoids were also recovered. Biostratigraphy correlations with several localities in Precordillera and others paleogeographic regions were made.

## 1-Introducción

Los graptolitos son organismos coloniales marinos, pertenecientes al *Phylum* Hemichordata, que habitaron los océanos desde el Paleozoico Inferior hasta la actualidad (Maletz, 2014a y b). Los tubarios, contruidos por los zooides que los habitaban, poseen naturaleza proteica (Gutiérrez-Marco, 2009; Maletz, 2014a), los cuales, se preservan en los planos de estratificación de las rocas sedimentarias preferentemente de grano fino, frecuentemente como películas carbonosas o rellenados por pirita. Sin embargo, también se pueden hallar en rocas sedimentarias de granulometría mayor como areniscas, cuarcitas y también en calizas. Entre los grupos de graptolitos destacan los graptoloideos, formas planctónicas que vivieron durante el Ordovícico Inferior-Devónico Inferior, considerados uno de los fósiles guías más importantes del Paleozoico Inferior. Los graptoloideos sufrieron una rápida evolución y una amplia distribución geográfica vinculada a las corrientes oceánicas. Sus restos son frecuentes en rocas pelíticas negras que revelan la presencia de ambientes euxínicos, denominadas facies graptolíticas, aunque pueden hallarse en litologías variadas como calizas y areniscas.

Los graptolitos son utilizados para definir biozonas y realizar correlaciones bioestratigráficas. En Argentina aparecen en las sucesiones ordovícicas y silúricas de la Precordillera, Famatina, Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael (ver Cuerda & Cingolani, 1998; Tickyj *et al.*, 2009; Toro & Brussa, 2003; Albanesi & Ortega, 2016 y bibliografía allí citada).

La Precordillera constituye una provincia geológica del oeste de Argentina que se caracteriza por presentar extensas sucesiones marinas carbonáticas y silicoclásticas de edad paleozoica. Estructuralmente es una faja plegada y corrida que se extiende en sentido norte-sur. En base a sus aspectos estratigráficos y estructurales, ha sido dividida en tres unidades morfoestructurales: Precordillera Oriental, Central y Occidental (Ortiz & Zambrano, 1981; Baldis & Chebli, 1969 y Baldis *et al.*, 1982, respectivamente).

En particular, la Precordillera Oriental se extiende en la provincia de San Juan y queda conformada de norte a sur por las sierras de Villicum, Chica de Zonda y el cerro Pedernal (en el sentido de Ortiz & Zambrano, 1981). En el flanco oriental de la sierra de Villicum afloran las unidades silicoclásticas del Ordovícico Medio a Superior: formaciones Gualcamayo, La Cantera, La Pola además de la Formación

Don Braulio, cuyo miembro superior alcanza una edad llandoверiana (Silúrico) (Peralta, 1986a; 1993a). Los aspectos sedimentológicos, estratigráficos y paleontológicos de dichas unidades en la sierra de Villicum han sido estudiados en contribuciones previas por diversos autores, entre ellos Baldi *et al.* (1982), Sarmiento (1985, 1987), Peralta (1993a y b; 1995), Astini (1994a y b; 2001; 2003); Carrera (1997a, b, c); Albanesi *et al.* (1995); Benedetto (1998; 2003); Heredia *et al.* (2014).

El presente trabajo es una contribución al conocimiento de las faunas de graptolitos halladas en la Sierra de Villicum, en las secciones Cecilia, Don Braulio y de La Pola. Los depósitos de estas unidades son sucesiones constituidas por pelitas, areniscas y conglomerados que se depositaron desde el Darriwiliano medio (Ordovícico Medio) luego de la culminación de la sedimentación carbonática (representada por la Formación San Juan) y se extendieron hasta el Llandoверiano (Silúrico). Los graptolitos son los fósiles más frecuentes en las unidades silicoclásticas mencionadas, sin embargo se hallaron otros fósiles asociados entre los que se mencionan: conodontes, trilobites, braquiópodos inarticulados, gastrópodos, filocáridos, briozoos, restos de placas óseas de peces primitivos, filocáridos, quitinozoos, palinomorfos, entre otros. En particular los conodontes hallados brindaron importantes datos bioestratigráficos que complementaron la información brindada por los graptolitos.

El objetivo de este estudio es dar a conocer las asociaciones de graptolitos presentes en la sucesión silicoclástica ordovícica de la sierra de Villicum, registrar las biozonas a las cuales pertenecen y proponer un esquema bioestratigráfico para la Precordillera Oriental. Además, se efectúa un análisis de los aspectos paleoecológicos y paleobiogeográficos, proponiendo los biotopos y biofacies de las asociaciones de graptolitos presentes en el área de estudio.

## **2-Objetivos**

### **2.1-Objetivo General**

Estudiar la graptofauna ordovícica de la Sierra de Villicum, estableciendo un esquema bioestratigráfico para las unidades allí expuestas, los aspectos paleoecológicos de las asociaciones y su afinidad paleobiogeográfica.

### **2.2-Objetivos Específicos**

- Realizar un estudio taxonómico de los graptolitos coleccionados en el área propuesta.
- Definir las biozonas de graptolitos y establecer un esquema bioestratigráfico local.
- Efectuar la correlación regional y global de las biozonas establecidas.
- Establecer los cambios de taxones producidos dentro y a través de estas biozonas y su vinculación con eventos geológicos y paleoclimáticos que podrían haber afectado las rocas que contienen estas faunas.
- Efectuar el estudio paleoecológico de las faunas de graptolitos en el área seleccionada, determinando las biofacies y los biotopos presentes.
- Identificar las afinidades paleobiogeográficas de acuerdo con datos de presencia/ ausencia de taxones que fueron tratados con programas estadísticos específicos.

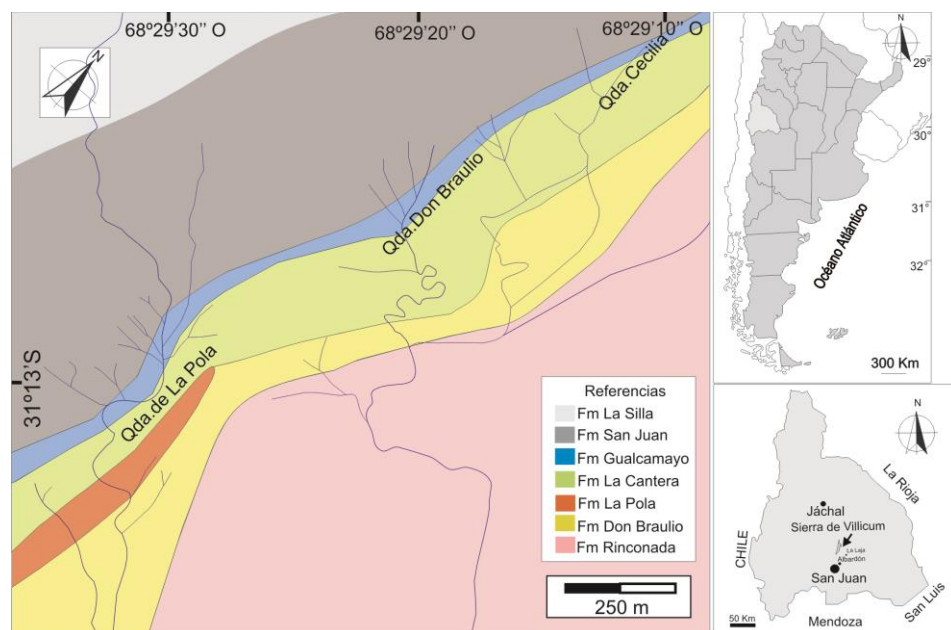
### 3-Metodología de trabajo

#### 3.1-Tareas de campo

Las tareas de campo que se realizaron en el área de estudio fueron inicialmente exploratorias, observándose los aspectos geológicos del área e identificando las unidades formacionales aflorantes en las secciones elegidas, así como también su contenido fosilífero (macrofauna).

Posteriormente, se elaboraron los perfiles estratigráficos detallados de las secciones, en conjunto con un muestreo paleontológico minucioso. Durante el levantamiento de las secciones se realizaron observaciones y descripciones litológicas y estratigráficas, se midieron los espesores de las formaciones aflorantes. Se efectuó un muestreo selectivo en aquellos estratos fosilíferos. Cada nivel fue identificado en el campo de manera apropiada, ya sea tomando puntos de referencia con GPS o marcando los niveles muestreados sobre el afloramiento mismo. Además, se obtuvieron en el campo todas las fotografías que ilustran este trabajo.

Las secciones elegidas para el estudio y levantamiento de los perfiles fueron aquellas expuestas en las quebradas Cecilia, Don Braulio y de La Pola (nombradas de norte a sur) en el flanco oriental de la sierra de Villicum (Fig. 3.1).



**Fig. 3.1.** Área de estudio: sierra de Villicum, quebradas de La Pola, Don Braulio, Cecilia.

### **3.2-Tareas de laboratorio**

Las muestras portadoras de graptolitos se lavaron con agua de manera suave y cuidadosa para retirar material terrígeno y polvo de su superficie y así realizar adecuadamente las observaciones de los tubarios bajo la lupa binocular. En ocasiones fue necesaria la limpieza de las colonias, en aquellos ejemplares que así lo precisaron, por presentarse cubiertos parcialmente con sedimentos o alteraciones. Para ello, fue necesario el empleo de un torno eléctrico y un pincel. Las muestras fueron enumeradas para su ingreso al repositorio.

Los ejemplares numerados bajo la sigla INGEO PI (Paleoinvertebrados) corresponden al repositorio del Instituto de Geología Emiliano Aparicio, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. Aquellos ejemplares denominados bajo la sigla CORD-PZ corresponden a materiales pertenecientes al repositorio del Museo de Paleontología de la Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.

Por otro lado, aquellas muestras de las cuales se obtuvieron microfósiles, entre ellos los conodontes, fueron tratadas en laboratorio siguiendo la técnica estándar (Stone, 1987) que consiste en la desagregación mecánica de la roca y posterior disolución utilizando ácidos débiles (ácido fórmico en este caso, diluido al 10%). Se dejaron las muestras sumergidas en la solución. Luego se realizó el lavado de las mismas y se obtuvo un residuo insoluble mediante el uso de tamices (mallas 40, 80 y 120). En el Laboratorio de Micropaleontología del Instituto de Investigaciones Mineras de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de San Juan, se desarrolló un procedimiento que consistió en la trituración de la muestra de roca a un tamaño de aproximadamente 2 a 3 cm. Luego se pesó la cantidad de muestra que fue colocada en baldes para su disolución. Se sumergió dicho volumen de roca en ácido fórmico concentrado al 10% (10 ml de ácido en 100 ml de agua para 100 gr de muestra). Se rotularon correctamente los baldes y recipientes con el nombre o número exacto de cada muestra para evitar confusiones. La muestra quedó uno o dos días en los baldes, luego de los cuales se procedió al lavado. El residuo insoluble retenido en el tamiz de malla 120, se dejó secar y se observó posteriormente bajo la lupa binocular para la



obtención de conodontes y demás microfósiles presentes en la asociación. Se separaron los microfósiles encontrados utilizando pinceles, bandejas y portaobjetos.

### 3.3-Tareas de gabinete

Los artículos científicos y la bibliografía (capítulos de libros, cartografía geológica, publicaciones en revistas especializadas y congresos, fotografías aéreas e imágenes satelitales tomadas de *Google Earth*) sobre el tema y área de estudio fueron recopilados en todas las etapas del presente estudio. Además, con los datos de campo se confeccionaron los perfiles geológicos y columnas estratigráficas de las secciones. Se utilizó el software *Quantum GIS* versión 2.18 (Las Palmas) para la elaboración de mapas del área de estudio.

Otras tareas desarrolladas en gabinete consistieron en observaciones bajo lupa binocular (Fig. 3.2) de los tubarios de graptolitos y fósiles asociados. El estudio taxonómico de los graptolitos, ilustraciones de las colonias utilizando cámara clara y microfotografías digitales se realizaron en el Museo de Paleontología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.

Por su parte, los conodontes, gastrópodos y placas de peces ostracodermos hallados, fueron fotografiados utilizando el microscopio electrónico de barrido (Fig. 3.3) (SEM: por sus siglas en inglés: *Scanning Electron Microscope*), equipo marca Zeiss perteneciente al Instituto de Ingeniería en Minas, de la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de San Juan.

Se efectuaron análisis de las biozonas de graptolitos (*e.g.*, composición, recambios faunísticos, datos de primera y última aparición), confeccionándose tablas de distribución de taxones y cuadros bioestratigráficos. A partir de los conodontes obtenidos de ciertos niveles dentro de la sucesión de estratos estudiada, fue posible asimismo registrar biozonas. Luego se realizaron correlaciones con aquellas biozonas establecidas para otras localidades de la Precordillera y a nivel global en otras regiones paleogeográficas.

Además se interpretaron las condiciones paleoambientales dominantes en ese momento, estableciendo los biotopos y las biofacies de graptolitos. Se analizaron las afinidades paleobiogeográficas de las faunas de graptolitos teniendo en cuenta los datos de presencia- ausencia de taxones.

Los datos fueron procesados y se elaboraron gráficos (perfiles estratigráficos, gráficos de distribución de especies, láminas e ilustraciones). La información resultante se organizó para su presentación en reuniones científicas y la redacción final del manuscrito de esta tesis.



**A** **B**  
**Fig. 3.2.** A. Lupa binocular, Laboratorio de Micropaleontología, Instituto Investigaciones Mineras, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de San Juan. B. Lupa con cámara clara, Museo de Paleontología, Universidad Nacional de Córdoba.



**Fig. 3.3.** Microscopio electrónico de barrido (SEM por sus siglas en inglés para *Scanning electron microscope*) marca Zeiss, Instituto de Investigaciones Mineras, Facultad de Ingeniería, UNSJ.

## 4- Marco Geológico

El área de estudio queda comprendida dentro del ámbito de la provincia geológica Precordillera, la cual está localizada en la región centro- oeste de Argentina y se extiende desde el sur de la provincia de La Rioja, atravesando el territorio de San Juan, hasta el norte de Mendoza (Fig. 4.1). Estructuralmente constituye una faja plegada y corrida, que se extiende con rumbo norte-sur, desde los 28° 45' hasta los 33° 15' de latitud sur y los 68° 15' y 69° 45' de longitud oeste. Tiene aproximadamente 500 km de longitud y 110 km de ancho máximo. Esta región fue estructurada durante el Neógeno, con el acortamiento del ciclo Andino.

La provincia geológica Precordillera limita con la Cordillera Frontal hacia el oeste y las Sierras Pampeanas al este. Hacia el norte sus afloramientos desaparecen en las cercanías de la laguna Brava (Aceñolaza, 1969) y se encuentra limitada tectónicamente por el lineamiento de Valle Fértil, mientras que su límite austral está marcado por los depósitos neógenos y cuaternarios que cubren los sedimentos eopaleozoicos a la latitud del río Mendoza (Braccacini, 1964), estando indicado en subsuelo por el rift Triásico de la Cuenca Cuyana (en cuyo basamento participan, entre otros, depósitos eopaleozoicos de Precordillera y Bloque de San Rafael), constituyendo así un límite tectónico, en subsuelo.

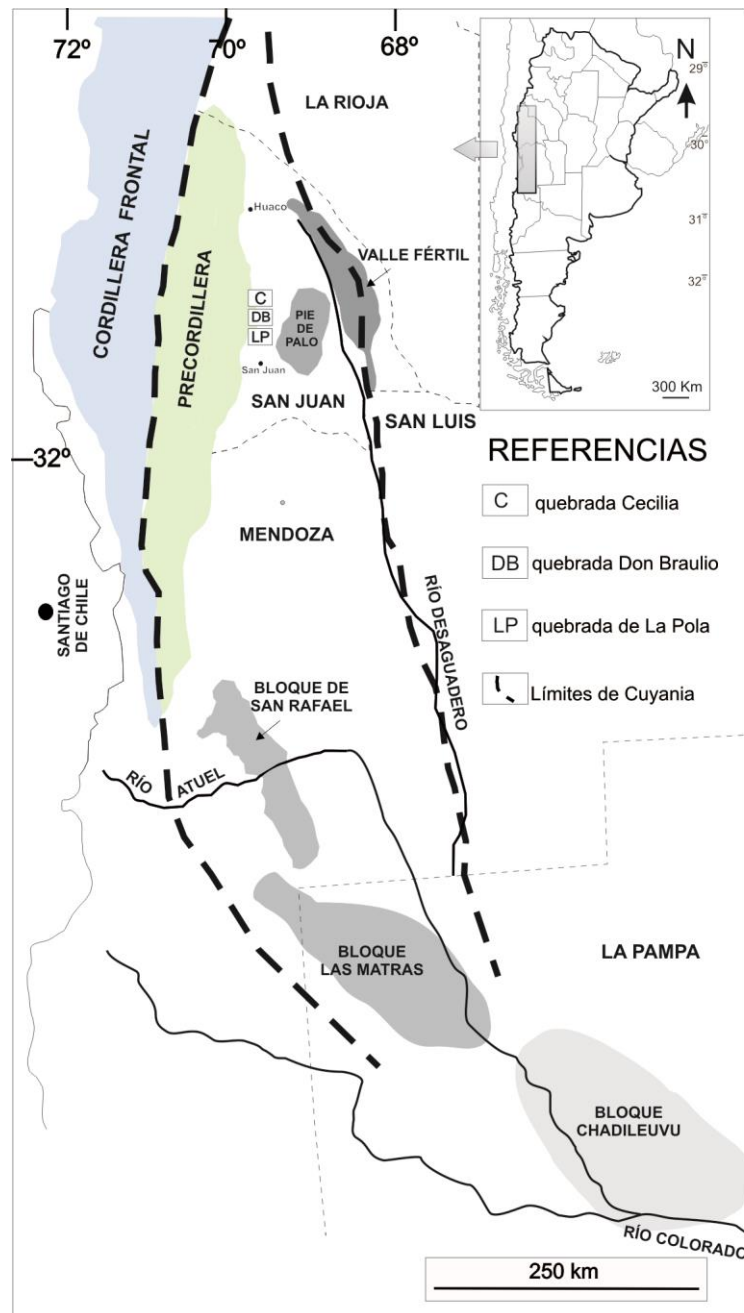
La Precordillera es una unidad separada de la Cordillera de los Andes por Stelzner (1876) quien la denominó Antecordillera, mientras que Burmeister (1876) la denominó Contracordillera. Su designación en el uso actual se debe a Bodenbender (1902), quien la describió en las provincias de San Juan y Mendoza. Los primeros estudios regionales específicos fueron realizados por Stappenbeck (1910) y Keidel (1921). Fue Suess (1909) quien interpretó a la Precordillera como una unidad más antigua donde participaba el zócalo brasiliano.

El sector de los Andes Centrales del sur, entre los 28° y 33° S, se encuentra afectado por una subducción subhorizontal de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, característica que determina la migración del frente orogénico, la ausencia de volcanismo, la intensa sismicidad de intraplaca y la notable actividad neotectónica ubicada principalmente en el frente orogénico (Ramos *et al.*, 1986).

Criado Roque (1972) estableció una vinculación entre el Bloque de San Rafael y otras regiones vecinas ubicadas más al sur las cuales integró bajo el término de

“Cinturón Sanrafaelino-Pampeano” abarcando parte de las provincias de Mendoza y La Pampa. Este sistema fue designado posteriormente como “Provincia Geológica Sanrafaelino-Pampeana” (Criado Roqué e Ibáñez, 1979).

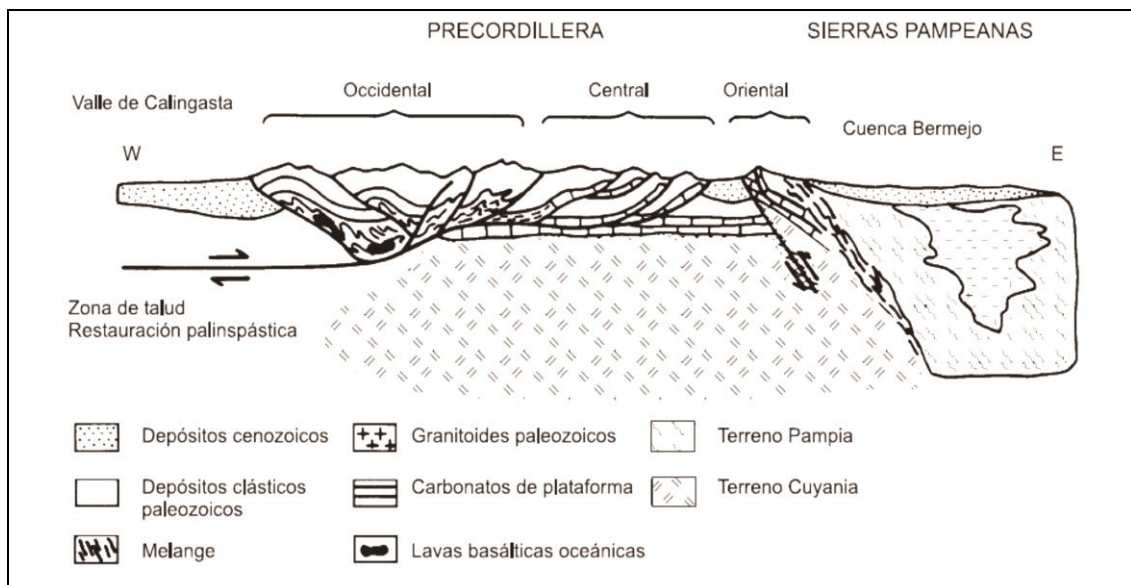
Las sedimentitas cambro-ordovícicas del subsuelo de la Comarca Septentrional de Mendoza (Rolleri & Fernández Garrasino, 1979) y de la subcuenca de Alvear (Criado Roqué, 1979), constituirían el nexa estratigráfico entre la Precordillera y la Provincia Geológica Sanrafaelino-Pampeana.



**Fig. 4.1.** Mapa de ubicación de la Precordillera dentro del terrane Cuyania. Modificado de Sato *et al.* (2000).

Las formaciones Ponón Trehué y Los Pilches, en la sierra Pintada del Bloque de San Rafael (Bordonaro *et al.*, 1996) y la Formación San Jorge, al oeste de la provincia de La Pampa (Melchor *et al.* 1999), en la región de Limay Mahuida, constituirían depósitos de plataforma marina cambro-ordovícica, por lo cual se propuso extender hacia el sur los límites de la Precordillera (Ramos, 1995) conformando el terreno *Cuyania*.

Con el término *terrane* Precordillera (Astini *et al.*, 1995; Pankhurst & Rapela, 1998) se denominó un área que abarca a la provincia geológica Precordillera propiamente dicha y afloramientos de basamento que se ubican al este de la misma, además de exposiciones aisladas de basamento Grenviliano y rocas de cubierta sedimentaria al sur de Ponón Trehué y San Jorge (Baldis *et al.*, 1985; Sato *et al.*, 2000). Esta denominación se corresponde con la de *terrane* Cuyania de Ramos *et al.* (1998). Por lo tanto, así considerada, la Precordillera queda limitada al norte por una faja de cizalla de rumbo noroeste ubicada al noroeste de Jagüé (La Rioja), Hacia el sur, se extiende probablemente hasta el río Colorado, ya que en la provincia de La Pampa afloran rocas greenvilianas y depósitos carbonáticos (Sato *et al.*, 2000; Melchor *et al.*, 1999). Hacia el este, el límite se ubica al oeste de la sierra de Valle Fértil (Ramos *et al.* 1998, Baldo *et al.*, 2001). El límite occidental está dado por los valles de Rodeo, Calingasta y Uspallata que la separan de la Cordillera Frontal.



**Fig. 4.2.** Perfil estructural de Precordillera Oriental, Central y Occidental. Tomado de Ramos *et al.* (1986).

Desde un punto de vista morfo-estructural la Precordillera fue dividida en tres unidades (Fig. 4.2) que pueden ser reconocidas por los diferentes estilos tectónicos y distinta estratigrafía: Precordillera Oriental, definida por Ortiz & Zambrano (1981), Precordillera Central, definida por Baldis & Chebli (1969), y Precordillera Occidental (Baldis *et al.*, 1982).

La Precordillera Oriental *sensu* Ortiz & Zambrano (1981) se extiende de norte a sur desde la zona de Huaco hasta el extremo sur de la sierra de Acequión, en el río Los Pozos. Los mencionados autores consideraban que estaba integrada por las sierras de Huaco, Las Salinas, Niquivil, Tucunuco, Móquina, Villicum, Alto de Mogna, Loma de las Tapias, Chica de Zonda, Pedernal y Acequión.

Las unidades paleozoicas se encuentran distribuidas en las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal. La estructura y sedimentación de dichas serranías estuvo controlada principalmente por el elemento estructural denominado arco Villicum-Zonda (Amos, 1954; Padula *et al.* 1967; Cuerda & Caminos, 1983).

La Precordillera Oriental (Fig. 4.3) tiene un estilo estructural similar al de las Sierras Pampeanas Occidentales, con vergencia al oeste de los corrimientos y deformación que involucra al basamento (*thick skinned*) (Braccacini, 1950; Rolleri, 1969; Ramos, 1999). Además, está controlado por fábricas de basamento que inclinan al Este y por un nivel de despegue profundo probablemente formado durante la orogenia ocurrida durante el Ordovícico Temprano-Devónico Tardío (Zapata, 1998). Estas estructuras cortan al basamento pero no lo exponen. El límite oriental, queda definido morfológicamente por el piedemonte que separa los cordones serranos de los valles del Bermejo y del Tulum. Mientras que el límite occidental está determinado asimismo por los valles de Huaco, Niquivil, Cumillango, Matagusanos, Ullum-Zonda, Maradona, Pedernal y Pampa del Acequión que separan la Precordillera Oriental de la Central (Peralta, 1993a).

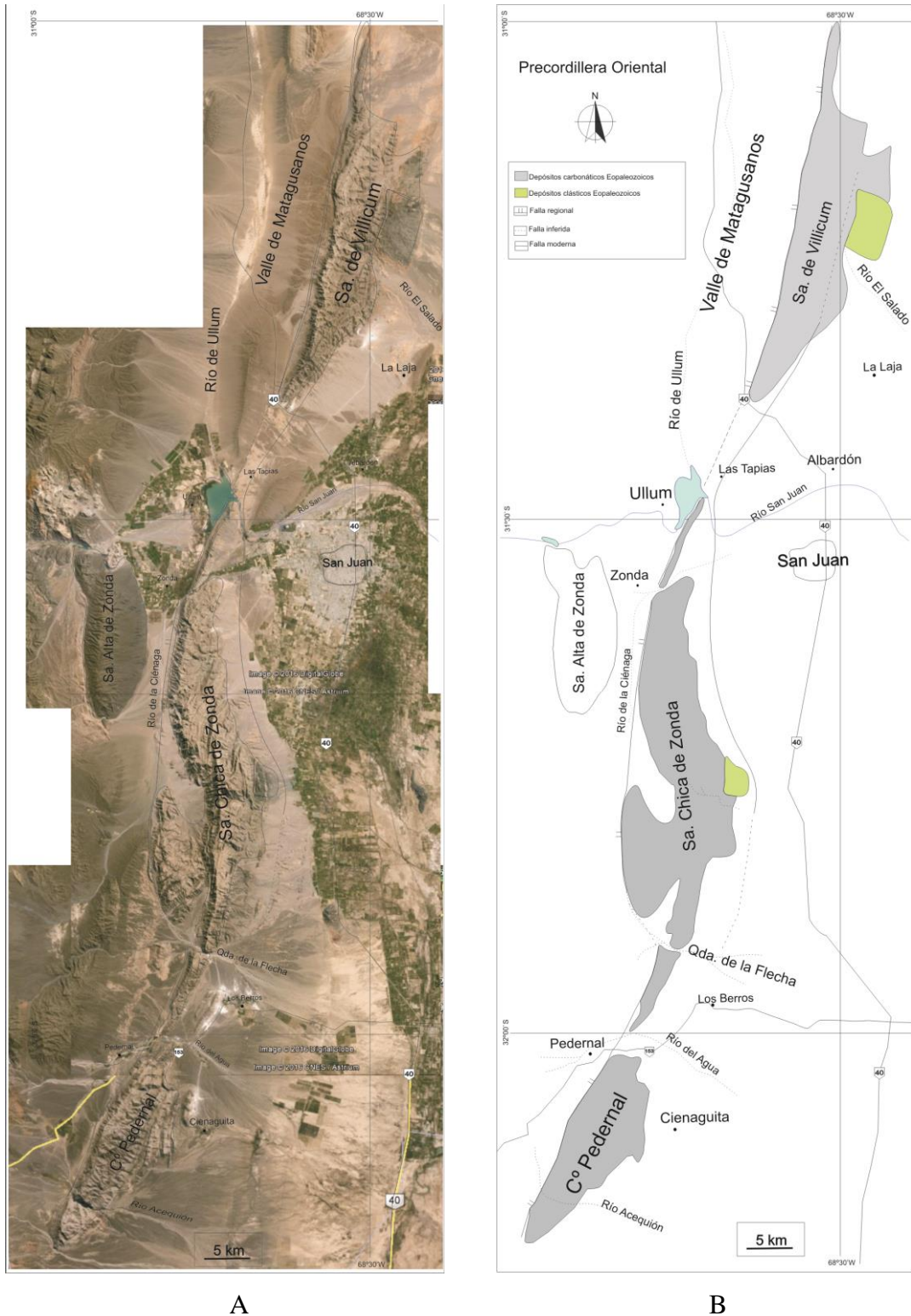
La Precordillera Central muestra una deformación de piel fina (*thin skinned*) y vergencia hacia el este de los corrimientos. Estos últimos, aparentemente tienen su nivel de despegue en la sucesión cambro-ordovícica (Allmendinger *et al.*, 1990) y se disponen en abanico imbricado hacia el antepaís (Boyer & Elliot, 1982) en el cual la fracturación se propaga hacia el este, transportando las láminas imbricadas antiguas sobre las más jóvenes, produciendo un aumento progresivo de la inclinación original de las fallas hacia el oeste e incluso el vuelco de los planos de corrimiento (von Gosen, 1992).



Astini (1992) propuso subdividir a la Precordillera en dos tectofacies: Tectofacies Oriental, que incluye a la Precordillera Oriental y Central y Tectofacies Occidental, que abarca la Precordillera Occidental. Posteriormente, Brussa (1997b) incluyó en la tectofacies occidental los afloramientos de la Formación Sierra de La Invernada pertenecientes a la Precordillera Central.

En la Tectofacies Oriental se desarrolló una plataforma carbonática durante el Cámbrico- Ordovícico Inferior (formaciones La Silla y San Juan). Este ciclo carbonático culminó con la depositación de facies pelíticas (formaciones Gualcamayo, Los Azules y unidades equivalentes), debido a un aumento relativo del nivel del mar durante el Ordovícico Medio (Baldis & Beresi, 1981; Fortey, 1984; Hünicken, 1985; Baldis *et al.*, 1984; Ortega *et al.*, 1983; 1985; Peralta, 1993; 1995; Astini, 1994, Keller, 1999; Albanesi *et al.*, 1999; Ortega & Albanesi, 1999, entre otros). La presencia de umbrales tectónicos permitió que la depositación carbonática continuara en algunas áreas de la Precordillera Central durante el Ordovícico Medio a Superior (Formación Las Aguaditas en el Cordón de Los Blanquitos y Formación Las Chacritas en Sierra de La Trampa) (Astini, 1992).

Tanto en niveles carbonáticos de la Formación San Juan como en en la base de las unidades pelíticas se intercalan niveles de cenizas volcánicas que representarían el evento volcánico del Sistema Famatina (Huff *et al.*, 1998, 2003; Peralta & Beresi, 1999; Baldo *et al.*, 2003). Durante la fase Oclóyica del ciclo Famatiniano se registra un hiato entre las unidades del Ordovícico Medio y las del Ordovícico Superior. En el norte de la Precordillera por encima de la Formación Gualcamayo se desarrollaron facies psefíticas (Formación Las Vacas), una sucesión clástica carbonática (Formación Las Plantas) y extensos depósitos de pelitas grises con intercalaciones psefíticas y areniscosas (Formación Trapiche) pertenecientes al Grupo Trapiche (Furque, 1963).



**Fig. 4.3.** A- Imagen satelital donde se observan las serranías que conforman la Precordillera Oriental, tomada de *Google Earth* y basado en el estudio de Peralta (1993a). B- Mapa de Precordillera Oriental.

En la Tectofacies Occidental se identificaron ambientes relativamente más profundos (secuencias turbidíticas), con facies silicoclásticas que incluyen un complejo



ofiolítico conformado por rocas básicas, ultrabásicas y lavas almohadilladas (Haller & Ramos, 1984) atribuidas a un complejo de subducción (Ramos *et al.*, 1996, 1998) o relacionados a una extensión durante el Ordovícico Superior (Dalla Salda *et al.*, 1992; Dalziel *et al.*, 1994; Keller *et al.*, 1998). En este sector de la Precordillera existen unidades olistostrómicas alineadas, integradas por olistolitos de composición carbonática, brechosa y conglomerádica, contenidos dentro de una matriz clástica que indican un ambiente de talud. La Precordillera Occidental presenta un estilo estructural complejo y un metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes) producido en el Silúrico tardío- Devónico temprano, que afectó los depósitos ordovícicos (Buggisch *et al.*, 1994).

En la Precordillera están expuestas extensas sucesiones silicoclásticas del Silúrico y Devónico atribuidas a ambientes de plataforma (Cuerda & Baldis, 1971; Peralta, 1990a; Benedetto *et al.*, 1992) y sistemas deltaicos progradantes (Cuerda *et al.*, 1990), que albergan importantes asociaciones fosilíferas. Durante el Carbonífero e inicios del Pérmico la sedimentación tuvo lugar en cuencas que se desarrollaron en los bordes oriental y occidental de la Precordillera. A inicios del Carbonífero tardío se estructuró la cuenca de Paganzo la cual contiene mayoritariamente depósitos continentales que se apoyan sobre el sustrato precarbonífero del borde de la Precordillera Oriental, además de las Sierras Pampeanas y Famatina. En el retroarco continuó el relleno de la cuenca de Uspallata-Iglesia, con depósitos marinos y continentales sobre el sustrato precarbonífero de la Precordillera y Cordillera Frontal. La distribución de los depósitos se localizó en dos depocentros: subcuenca Río Blanco, con depósitos marinos litorales y de mar alto a fluviales interrumpidos por transgresiones (Limarino & Césari, 1992) y subcuenca Calingasta-Uspallata, con sucesiones fluviales y de abanico aluvial (Sessarego, 1988), marinos y litorales (Sessarego, 1986) y diamictíticos con intercalaciones marinas (Bercowski *et al.*, 1996). Estas cuencas fueron posteriormente rellenadas por sedimentitas pérmicas que corresponden principalmente a areniscas de ambiente continental, y luego por depósitos triásicos, lutitas, areniscas y arcosas con importantes aportes de tobas, basaltos y andesitas (Furque & Cuerda, 1979).

Los depósitos post-triásicos son escasos en la Precordillera y se reconocen fundamentalmente en la Precordillera Occidental, como una extensión de la cuenca Cuyana. Rocas del Cretácico Superior (Maastrichtiano) de ambiente continental han

sido descritas por Limarino *et al.* (2000) con el nombre de Formación Ciénaga del Río Huaco en la localidad epónima.

Los depósitos neógenos corresponden a sedimentitas continentales de naturaleza sinorogénica, las cuales muestran el levantamiento de la Precordillera durante el Mioceno y el Plioceno (Jordan *et al.*, 1983) hasta la actualidad.

Los corrimientos y el plegamiento son principalmente el resultado de la progresiva migración de la deformación andina hacia el este, sin embargo, debe añadirse el control por fallamiento debido a elementos estructurales y paleogeográficos preexistentes (Baldis *et al.*, 1982; Ramos *et al.*, 1986), así como la presencia de fallas fuera de secuencia y de estructuras extensionales menores oblicuas al rumbo general de los cordones montañosos (Allmendinger *et al.*, 1990).

Es probable que el basamento de la Precordillera esté compuesto por rocas metamórficas de edad Grenviliana, como se puede inferir de los xenolitos encontrados en rocas volcánicas terciarias (Leveratto, 1968; Kay *et al.*, 1996). En la Precordillera Occidental se reconocen rocas básicas y ultrabásicas cuya edad alcanza el Neoproterozoico tardío (Davis *et al.*, 2000).

La presencia de rocas de un ambiente de plataforma carbonática en la Precordillera, con la misma edad y semejantes aspectos sedimentológicos, faciales y paleontológicos que los depósitos del margen pasivo de Laurentia, generó diversas hipótesis y modelos acerca de su origen, los cuales han sido fuente de importantes controversias y numerosas investigaciones al respecto. De esta manera la Precordillera fue considerada como un terreno alóctono, para-autóctono o autóctono con respecto a Gondwana por diversos autores (Baldis *et al.*, 1989, González Bonorino & González Bonorino, 1991, Dalla Salda *et al.*, 1992, Astini *et al.*, 1995; Thomas & Astini 1996, 2003; Pankhurst & Rapela, 1998; Ramos & Keppie 1999; Aceñolaza *et al.*, 2002).

Bond *et al.* (1984) sugieren por primera vez una conexión entre la Precordillera y Laurentia en el Neoproterozoico, basado en curvas de subsidencia termo-tectónicas. El quiebre de ese continente a lo largo del margen apalachiano de Laurentia, habría sido el responsable de la separación de Precordillera.

Un modelo que considera la deriva de la Precordillera desde Laurentia (Fig. 4.4) fue propuesto por Benedetto (1993), Benedetto & Astini (1993), Ramos (1995) y Astini *et al.* (1995, 1996), Thomas & Astini (1996) entre otros. Este modelo supone la deriva desde la bahía de Ouachita, Laurentia, en el Cámbrico Temprano (Thomas &

Astini, 2003) a partir de datos faunísticos (Borrello, 1965; Benedetto & Astini, 1993; Benedetto *et al.*, 1999); de los polos paleomagnéticos (Rapalini & Astini, 1997) y de la naturaleza isotópica y geoquímica del basamento (Kay *et al.*, 1996). La colisión con Gondwana se habría producido durante el Ordovícico Medio. Hacia el Dapingiano la Precordillera habría estado separada del Sistema de Famatina por un angosto océano, el cual se habría cerrado durante el Darriwiliano, por efecto de la subducción hacia el este. Finalmente, la acreción de la Precordillera habría producido la actividad magmática en Famatina.

Ramos (1982) fue quien propuso el término *Cuyania* para denominar a un terreno alóctono que colisionó con Gondwana hacia fines del Ordovícico, durante la fase orogénica Oclóyica. Este terreno estaría integrado por la Precordillera, el bloque de San Rafael, la sierra de Pie de Palo y el bloque de Las Matras (Keller, 1999; Ramos, 2004) y se habría separado de Laurentia mediante un episodio de *rifting* evidenciado por estratos continentales rojos y depósitos evaporíticos registrados en la Precordillera riojana, que han sido interpretados como facies de *sinrift* (Astini & Vaccari, 1996).

De acuerdo a esta hipótesis, en el Cámbrico temprano alto -Ordovícico temprano se habría iniciado la subducción en el protomargen de Gondwana y el consecuente magmatismo de arco representado en las Sierras Pampeanas Occidentales. En el Ordovícico Medio a tardío se desarrollan granitoides sincolisionales emplazados en forma sincrónica con el inicio de la colisión (fase Oclóyica) y anegamiento de la plataforma carbonática (460- 470 Ma) asociado a extensión flexural (Astini *et al.*, 1995; 1996). Recientemente Thomas *et al.* (2015) aportaron nuevos datos geocronológicos y de proveniencia a partir de circones detríticos los cuales permiten comprender la acreción del terreno exótico a Gondwana.

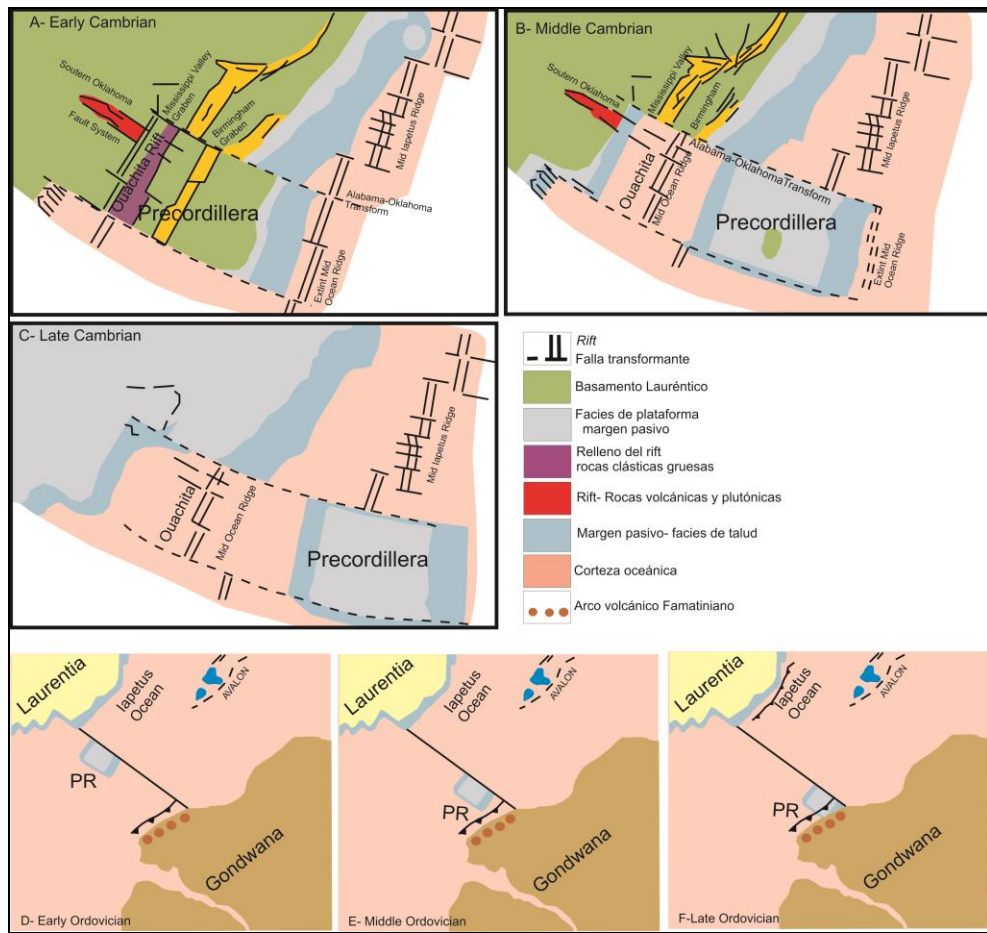
Por otro lado, Dalla Salda *et al.* (1992) consideraron que durante el Ordovícico, la colisión de Laurentia y Gondwana, formó el orógeno Famatina. En este modelo, un gran terreno de corteza continental de Laurentia, denominando *Occidentalia*, quedó adherido al oeste de Gondwana, luego de la separación de ambos continentes, durante el Ordovícico. Para estos autores, el terreno *Occidentalia* incluye a todo el basamento desde Perú a Patagonia, mientras que en el centro-oeste de Argentina, estaría constituido por: Sierras Pampeanas Occidentales (Sierra de Pie de Palo, Cerro Valdivia y Cerro Salinas) y Precordillera. Según este modelo, Famatina y Apalaches formaron una única cadena montañosa como resultado de la colisión de Laurentia y

Gondwana durante el Ordovícico Medio. En conclusión, asume que la Precordillera fue separada de Laurentia en el Ordovícico Medio a tardío, en un evento de *rift*, documentado por la extrusión de abundantes lavas almohadilladas durante el Sandbiano.

Otro modelo planteado por Dalziel (1997) es el del *plateau* de Texas, compuesto por la Precordillera que estuvo ligada a Laurentia, en la bahía de Ouachita. Posteriormente, por atenuación cortical y rifting, se formó corteza oceánica entre el *plateau* de Texas y Laurentia. En el Ordovícico Medio, la colisión del *plateau*, fue responsable de la orogenia Oclóyica, del ciclo orogénico Famatiniano.

Otros autores interpretaron a Precordillera localizada en una posición autóctona o parautóctona (Aceñolaza *et al.*, 2002; Finney *et al.*, 2003; Peralta *et al.*, 2003; Finney, 2007). Aceñolaza *et al.* (2002) propusieron un origen Gondwánico, en el cual un terreno integrado por el *plateau* de Malvinas, el terreno Patagonia y los bloques que conforman Cuyania, estuvo ubicado entre Sudáfrica y Antártica. Este terreno habría migrado hacia el norte a lo largo de una falla de deslizamiento de rumbo.

González Bonorino & González Bonorino (1991) argumentaron a favor de una evolución autóctona para la Precordillera. Por su parte, Loske (1993) presentó un modelo en el cual la Precordillera era una plataforma carbonática originada en un ambiente de retroarco relacionado al arco magmático de Famatina.

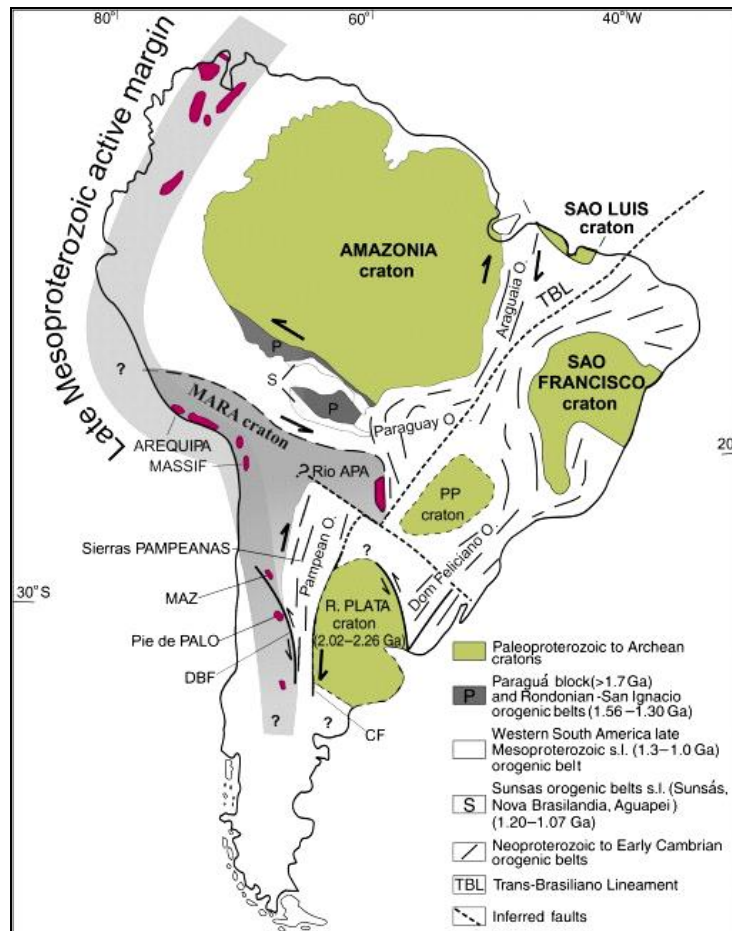


**Fig. 4.4.** Esquema que muestra la deriva del terreno Precordillera desde Laurentia. Modificado de Thomas & Astini (1996).

Finney (2007) sustentó la teoría de un origen paraautóctono de *Cuyania* y dedujo que este terreno estuvo ubicado en el margen sur del oeste de Gondwana hasta el Ordovícico Medio, momento en el que comienza la migración a lo largo de una falla transformante, hasta alcanzar la posición en la que se encuentra actualmente, durante el Devónico. Además, propone que la similitud entre las sucesiones cambro-ordovícicas de plataforma carbonática de Gondwana y Laurentia podría reflejar similares paleolatitudes y variaciones eustáticas, y no necesariamente una conexión directa.

En contribuciones recientes Ramacciotti *et al.* (2015; 2018) proponen un modelo paleogeográfico mejorado de Laurentia y otros cratones sudamericanos en el Neoproterozoico, fortaleciendo el papel del bloque MARA (acrónimo de Maz, Arequipa, Río Apa). Este bloque es un supuesto fragmento continental paleoproterozoico acrosionado a Amazonia en el mesoproterozoico medio y próximo a Laurentia durante la orogenia Grenvilliana (Casquet *et al.*, 2012).

Este modelo aborda la posibilidad de que el terrane Precordillera también formara parte del margen occidental de MARA, después de que se alejó de Laurentia a principios del Cámbrico. El terreno alcanzó una posición probablemente cercana al presente después del desplazamiento lateral a lo largo del margen de Gondwana en el Ordovícico, en concordancia con una propuesta inicial de Finney (2007), Fig. 4.5.



**Fig. 4.5.** Mapa esquemático de América del Sur donde se observan los cratones paleoproterozoicos a arqueanos y del Mesoproterozoico medio y tardío y los cinturones orogénicos del Neoproterozoico a Cámbrico temprano. El cratón MARA alcanzó su posición actual luego de una acresión oblicua con el cratón del río de la Plata durante la orogenia Pampeana y su desplazamiento a lo largo de la Falla de Córdoba. DBF: Falla Desaguadero-Bermejo; CF: Falla Córdoba. Tomado de Casquet *et al.* (2012).



## 5-Antecedentes del área de estudio

La sierra de Villicum está comprendida dentro del ámbito de la Precordillera Oriental (Ortiz & Zambrano, 1981) y se encuentra ubicada al norte del río San Juan, entre los 31°00' y los 31°24' de latitud sur y los 68°34' y 68°27' de longitud oeste, en el departamento Albardón y parte de Ullum (Fig. 5.1). Para acceder a la misma se recorre la ruta Nacional N° 40 hasta la localidad de Albardón. Desde allí se transita hasta la localidad de La Laja, a partir de donde se recorre la antigua ruta a Mogna. Luego de atravesar el río Salado se recorren aproximadamente 5 km tomando luego dirección hacia el oeste.

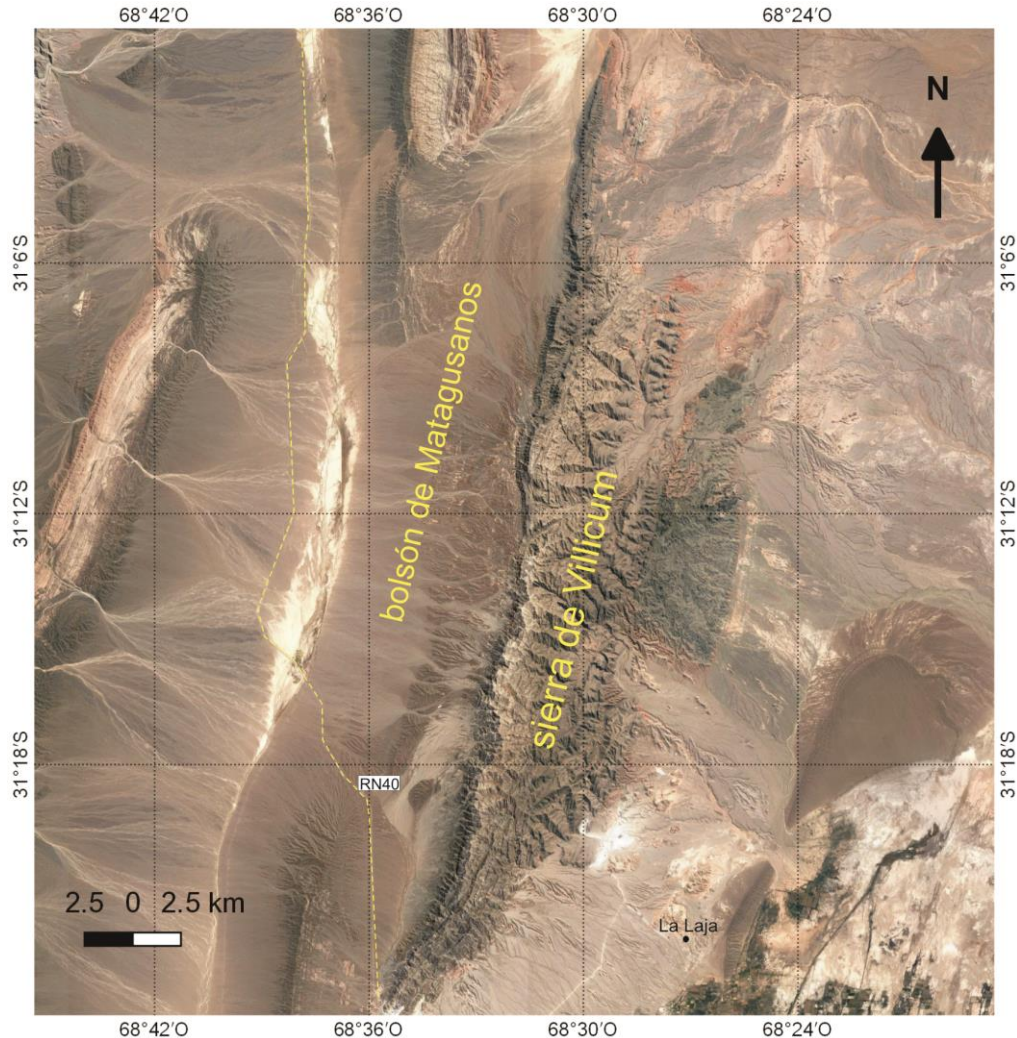
La sierra de Villicum está orientada con dirección norte-sur alcanzando los 40 km de longitud. Presenta estructuras plegadas en forma de anticlinales asimétricos, quedando limitada al oeste por la falla regional Villicum-Zonda la cual es la responsable del levantamiento de la sierra (Baldis *et al.*, 1979). El piedemonte oriental de la sierra de Villicum se caracteriza por la presencia de fallas activas, subparalelas al frente montañoso y que afectan a depósitos cuaternarios, indicando una actividad reciente (Martos, 2002).

Los niveles estratigráficos estudiados en este trabajo corresponden a aquellos depósitos silicoclásticos marinos del Ordovícico que se encuentran expuestos en la vertiente oriental de la sierra de Villicum. Estos depósitos suprayacen a las calizas de la Formación San Juan y están compuestos por las formaciones Gualcamayo, La Cantera, La Pola y Don Braulio (miembro diamictítico inferior y miembro de fangolitas y areniscas fosilíferas) (Baldis *et al.*, 1982; Peralta, 1993a y b, 1995; Astini (2001a y b). Estas unidades afloran en la quebrada La Pola, sin embargo, hacia el norte en las secciones de Don Braulio y Cecilia, la Formación La Pola está ausente y sobre el miembro superior de la Formación La Cantera sobreyacen directamente los depósitos de la Formación Don Braulio.

Una de las primeras menciones de la sierra de Villicum se dio a conocer en un trabajo de Stappenbeck (1910) sobre las calizas y dolomías presentes al oeste de los Baños de La Laja, donde se la describe como una estructura homoclinal con buzamiento al Este. Fue Keidel (1921) quien mencionó a estas serranías como la expresión más oriental de la Precordillera.

Cabeza Quiroga (1942) y Borrello (1969) realizaron estudios sedimentológicos de la Formación Mogotes Negros en la sierra de Villicum. Borrello (1963) identificó el

Cámbrico Inferior en el flanco sudoccidental de la sierra de Villicum registrando la Zona de *Olenellus* (trilobite). Los depósitos portadores de esta fauna los denominó Formación Villicum.



**Fig. 5.1.** Sierra de Villicum, imagen satelital tomada de *Google Earth*.

El hallazgo de braquiópodos (Levy & Nullo, 1974) y trilobites (Baldis & Blasco, 1975), permitió dar el primer dato acerca de la edad hirnantiana (*ashgilliana*) de los depósitos eopaleozoicos de Villicum.

Furque (1973) distinguió las calizas cámbricas de las ordovícicas mientras que los depósitos clásticos suprayacentes fueron datados como Silúricos- Devónicos.

Fueron Furque & Cuerda (1979), quienes propusieron la denominación de 'Formación Cantera', para el tramo inferior ordovícico de la Formación Mogotes Negros de Cabeza Quiroga (1942) y redefinieron ésta última restringiendo su denominación exclusivamente a los depósitos que sobreyacen por falla a la



‘Formación Cantera’ compuestos por conglomerados y olistolitos calcáreos en una matriz psamo-pelítica. Volkheimer *et al.* (1980) registraron una asociación de quitinozoos en los bancos de oolitas ferríferas correspondientes a los términos superiores de la ‘Formación Cantera’, en base a la cual interpretan una edad silúrica inferior (Llandoveryano) para dichos niveles.

Baldis *et al.* (1982) propusieron un reordenamiento estratigráfico para la sucesión clástica paleozoica de Villicum. Los autores equiparan el tramo inferior pelítico de la ‘Formación Cantera’ (el cual contiene fósiles del Ordovícico temprano), con la Formación Gualcamayo. Elaboran un cuadro de correlación donde denominan como Formación La Cantera a los conglomerados, areniscas y pelitas que sobreyacen a dichas pelitas en discordancia erosiva. Estos autores propusieron además la denominación Formación Don Braulio para los conglomerados, areniscas y pelitas que contienen faunas del Hirnantiano y de oolitas ferríferas y lutitas con fósiles llandoveryanos, los cuales habían sido considerados por Furque & Cuerda (1979) como parte del tramo superior de la Formación Cantera. Además en dicha contribución los mencionados autores establecen la localidad tipo de la Formación Don Braulio en la quebrada homónima ubicada en las nacientes del río del Alto, en el flanco oriental de la sierra de Villicum.

Los hallazgos de macrofauna de edad ordovícica superior (*ashgiliana*) realizados por Levy & Nullo (1974) y Baldis & Blasco (1975) son los que inician los estudios estratigráficos y paleontológicos sobre los depósitos eopaleozoicos del arco Villicum-Zonda.

Peralta (1993) extiende la denominación de Grupo Trapiche (propuesto por Furque, 1963) a la sucesión darriwilliana (Ordovícico Medio) a llandoveryana (Silúrico) que en Villicum constituyen las formaciones La Cantera (Darriwilliano-Sandbiano basal) y Don Braulio (Hirnantiano-Llandoveryano temprano).

Sarmiento (1987) realizó un estudio sobre la fauna de conodontes en la Formación San Juan aflorante en la sierra de Villicum, registrando las biozonas de *Amorphognathus variabilis* y *Eoplacognathus pseudoplanus*. Posteriormente, Sarmiento (1990) en la sierra de Villicum señala la presencia de conodontes de la Zona de *A. variabilis* y por encima la Zona de *E. suecicus* en eltecho de la Formación San Juan y en el miembro inferior de la Formación Gualcamayo.

Recientemente, Mestre (2013) registra la Zona de *Yangtzeplacognathus crassus* en los niveles cuspidales de la Formación San Juan y base de la Formación Los Azules en la sierra de Villicum, quebradas de La Pola, Don Braulio y Cecilia.

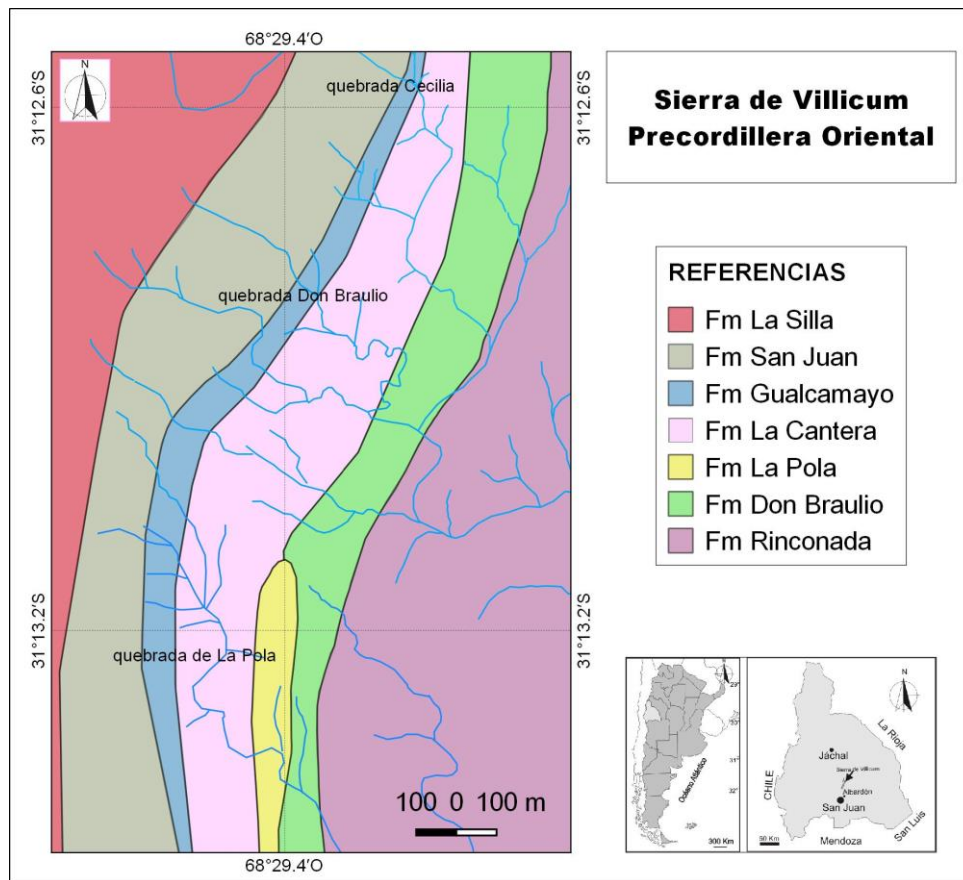
Mestre (2014) realizó un estudio de los conodontes y la bioestratigrafía del último metro de la Formación San Juan y de los niveles inferiores de la sucesión de pelitas negras suprayacentes (denominada por dicha autora como Formación Los Azules) en la Sierra de Villicum, lo cual le permitió asignar el último metro de la Formación San Juan y la parte inferior de la Formación Los Azules a la Zona de *Yangtzeplacognathus crassus*.

Por su parte, Heredia & Milana (2010) estudiaron la conodontofauna proveniente de la Formación La Pola, aflorante en la quebrada homónima, la cual pertenece a la Zona de *A. tvaerensis*, Subzona de *B. variabilis* brindando una edad sandbiana para el depósito de dicha unidad.

Torres (2016) realizó un análisis de microfacies en la porción cuspidal de la Formación San Juan y en los niveles basales de la Formación Gualcamayo (denominada Formación Los Azules en dicho estudio) en las quebradas Cecilia y de la Pola, en la sierra de Villicum. La autora propuso para los niveles superiores de la Formación San Juan, un ambiente de plataforma media proximal de baja energía con eventuales episodios de tormentas e ingesión de silicoclásticos finos. Se explica además que se desarrolla una plataforma mixta con una alta productividad primaria y fondos hipóxicos a anóxicos a profundidad relativamente somera.

## 6-Estratigrafía

En la vertiente oriental de la Sierra de Villicum están expuestas sucesiones marinas carbonáticas y silicoclásticas del Paleozoico inferior. Las unidades formacionales que comprenden dicha sucesión son: San Juan, Gualcamayo, La Cantera, La Pola, Don Braulio y Rinconada (Fig. 6.1).



**Fig. 6.1.** Unidades paleozoicas aflorantes en las secciones estudiadas. Mapa realizado con *Q-GIS* en base a imágenes satelitales de Google Earth y datos de GPS tomados en campo.

### 6.1-Formación San Juan (Kobayashi, 1937)

Los afloramientos de la Formación San Juan se extienden ampliamente en la Precordillera en las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza y comprenden una edad tremadociana superior a darriwiliana. Inicialmente se la denominó como “San Juan *Limestone*” (Kobayashi, 1937) y luego “Caliza San Juan” (Amos, 1954). Furque en 1963 fue quien nombra formalmente a estos depósitos.

La Formación San Juan es una unidad carbonática de edad ordovícica temprana a media, la cual representa la última etapa de depositación en un ambiente de plataforma carbonática, luego de la cual dominan las sucesiones mixtas calcáreo-silicoclásticas o silicoclásticas (Carrera, 2001).

La sucesión de pelitas y calizas intercaladas que constituyen la denominada transfacies (Baldis & Beresi, 1981; Baldis *et al.*, 1994; Benedetto *et al.*, 1986) ha sido asignada al techo de la Formación San Juan por diversos autores (*e.g.*: Cuerda, 1986; Cuerda & Furque, 1985; Beresi, 1986; Caballeri, 1989) o la base de la Formación Gualcamayo (*e.g.*: Astini, 1986; 1994; 1998; Albanesi, 1991; Sarmiento & Rábano, 1992).

La bioestratigrafía de la Formación San Juan se ha basado principalmente en conodontes (Lehnert, 1995; Albanesi *et al.*, 1998; Heredia & Mestre, 2011; 2013, entre otros), trilobites (Vaccari, 1994; 2003 y bibliografía allí citada) y en sus faunas de braquiópodos (Herrera & Benedetto, 1991; Benedetto, 1998 a y b; Benedetto, 2003a). Su litología está representada principalmente por *wackestone- packstone* bioturbados aunque también incluye acumulaciones arrecifales (Cañas 1995; 1999). Keller *et al.* (1994) establecieron al cerro La Silla como sección tipo para esta unidad por ser donde se reconoce la base y el techo de la misma.

La primera mención de este conjunto carbonático cambro-ordovícico se debe a Stelzner (1876) quien describió afloramientos en Jáchal y en proximidades de Mendoza. Este autor además halló los primeros restos fósiles que posteriormente fueron estudiados por Kayser (1876) estableciendo su edad en el Ordovícico. Una aproximación más ajustada de la edad es la brindada por Kobayashi (1937), quien asigna al Ordovícico Medio a la Formación San Juan. Asimismo, restos fósiles fueron hallados por Amos (1954) en las proximidades del arroyo El Molino. Harrington (en: Harrington & Leanza, 1957), menciona la asociación fosilífera presente en la Caliza San Juan, en las localidades de Huaco, Guandacol y La Rinconada, a la que asignan una edad llanvirniana (Darriwiliano). Abundantes aportes se realizaron posteriormente, acerca del contenido faunístico de esta unidad principalmente de trilobites, braquiópodos, conodontes, entre otros (Toro & Monaldi, 1981; Benedetto *et al.*, 1986; Vaccari *et al.*, 1986; Vaccari, 2001; Benedetto & Herrera, 1986; 1987; Benedetto, 1987; Herrera & Benedetto, 1989; Hünicken, 1982; Ortega *et al.*, 1995; Sarmiento, 1987; Albanesi *et al.*, 1998; Carrera, 1991; 1995; 1997a, b, c; Sánchez *et al.*, 1996; Mestre, 2014; entre otros). Astini (1994b; 1995)

mencionó la presencia de una superficie de *hardground* regional en el techo de la Formación San Juan. Esta superficie costrificada fue interpretada como una paraconformidad por dicho autor. Astini (1994b) explica que la inundación de la plataforma (representado por cambios litológicos) puede ser gradual o rápida dando lugar a una secuencia de inundación o a un contacto neto con desarrollo de *hardgrounds*. Así, si la inundación es incipiente y lenta se produce una migración lateral de asociaciones de facies, mientras que si es rápida se produce un cese en la sedimentación (costrificación).

Son numerosos los aportes que se realizaron acerca de la paleontología, paleoambiente, bioestratigrafía y microfacies carbonáticas de la Formación San Juan (Beresi, 1981; 1986; Hünicken & Sarmiento, 1985; Sarmiento, 1985; Sánchez *et al.*, 1996; Carrera, 1997a, b, c; Herrera & Benedetto, 1986; Hünicken & Ortega, 1987; Lehnert, 1993, 1995; Albanesi *et al.*, 1995; Lehnert, 1993, 1995; 1998; Peralta & Beresi, 1999; Albanesi & Ortega, 2002; Heredia *et al.*, 2005; Mestre & Heredia 2011; 2013; Mestre 2010; 2012; 2014; Soria *et al.*, 2013, Heredia *et al.*, 2017) son algunos de ellos.

## **6.2- Formación Gualcamayo (Furque, 1963)**

La Formación Gualcamayo fue definida formalmente durante la confección de la Hoja Geológica 17b en el área de Guandacol provincia de La Rioja (Furque, 1963), si bien los afloramientos fueron descubiertos por Rasmuss (1915) y posteriormente citados por Harrington (en Harrington & Leanza, 1957) como "Gualcamayo shales" y como Formación Gualcamayo por Furque (1958). En los trabajos más antiguos se consideró erróneamente a estos estratos como infrayacentes a la Formación San Juan (e.g., Harrington, 1957; Furque, 1958; 1963) hasta que posteriormente se establece que la unidad sobreyace a las calizas de la Formación San Juan (Rodríguez & Belluco, 1970; Furque, 1972; Cuerda, 1972).

La localidad y sección tipo de la Formación Gualcamayo se localiza al suroeste de Guandacol. Esta unidad esta conformada por una sucesión de pelitas negras con delgados estratos de calizas en su base, a veces fértidas y en algunos casos con lentes de conglomerados (e.g., Furque, 1958; Furque & Cuerda, 1979) que sobreyacen en concordancia a las calizas de la Formación San Juan y posee un elevado contenido de

graptolitos, especialmente en su parte inferior. En el área de Guandacol, la mencionada unidad pasa mediante discordancia erosiva al suprayacente Conglomerado Las Vacas (Furque, 1972; 1979). Las graptofaunas fueron tratadas en sucesivos trabajos por Turner (1960) y Cuerda (1972, 1973a, b) asignándoles una edad arenigiana tardía a llanvirniana temprana. Cuerda (1973b) reconoce la Zona de "*Glyptograptus austrodentatus*" del Llanvirniano inferior en esta formación. En un trabajo posterior, Cuerda & Furque (1975) correlacionan los niveles de la Formación Gualcamayo con "*G.*" *austrodentatus* con el Miembro Lutitas Arenosas Inferior de la Formación Los Azules.

La Formación Gualcamayo se caracteriza por poseer una abundante y diversa fauna de graptolitos. La primera mención de ellos fue dada a conocer por Harrington (*en*: Harrington & Leanza, 1957), determinados por Turner (1953) y descritos por Turner (1959; 1960). La edad establecida por Turner (*en*: Furque, 1958; 1963) quedó comprendida entre el Darriwilliano temprano (*Arenigiano superior*), en las quebradas Corridita y río Gualcamayo y Darriwilliano medio (*Llanvirniano inferior*) en las quebradas Las Plantas, Potrerillos y Salto Amarillo. Numerosos fueron los aportes bioestratigráficos y paleontológicos que se realizaron posteriormente entre los cuales se mencionan: Cuerda (1973); Cuerda & Furque (1975); Cuerda & Alfaro (1986); Cuerda & Ortega (1982, 1987); Ortega *et al.* (1983; 1985); Cuerda *et al.* (1994, 1997). Ortega *et al.* (1983, 1985) registran *I. v. victoriae* e *I. v. maximus* por primera vez para la Precordillera, indicando una edad dapingiana para la base de la Formación Gualcamayo.

Astini (1986) en un trabajo en el área localizada al suroeste de Guandacol (quebrada de Los Celestitos), subdividió a la Formación Gualcamayo en tres miembros: uno inferior, constituido por *mudstone* y pelitas negras alternantes; uno medio, conformado por litofacies de arcillitas negras y uno superior integrado por litofacies de fangolitas laminadas con bloques carbonáticos intercalados en el tramo superior.

Ortega *et al.* (1993, 1995) establecieron una biozonación basada en graptolitos recolectados en las quebradas Potrerillos y Los Sapitos, y definieron las zonas de: *Isograptus victoriae maximus*, *Oncograptus* y *Paraglossograptus tentaculatus*. Las zonas registradas permitieron asignarle a la Formación Gualcamayo una edad comprendida entre el Dapingiano-Darriwilliano (*Arenigiano tardío* y *Llanvirniano temprano*).

En las contribuciones de Albanesi *et al.* (1999) y Ortega & Albanesi (1999) se brinda una biozonación de detalle para la base de la Formación Gualcamayo en el área al SW de Guandacol (quebrada de Los Sapitos, tributaria del río Guandacol). Albanesi *et al.* (1999) describen las zonas de conodontes de *Tripodus laevis* (en el techo de la Formación San Juan en Peña Sombría, río Guandacol) *Baltoniodus navis* (Formación Gualcamayo, Miembro Inferior en cerro Potrerillo), y *Microzarkodina parva* (techo del Miembro Inferior de la Formación Gualcamayo en Puesto Los Álamos, río Gualcamayo). El trabajo de Ortega & Albanesi (1999) estudia las zonas de graptolitos del miembro inferior de la Formación Gualcamayo en la quebrada de Los Sapitos, río Guandacol, describiendo las zonas de *I. v. maximus*, *Oncograptus upsilon*, *Cardiograptus morsus* (Dapingiano) y *Undulograptus austrodentatus* (Darriwiliano inferior).

En una contribución reciente, Soria (2017) asigna una edad floiana (Ordovícico Inferior) a la sucesión comprendida por el techo de la Formación San Juan y los primeros niveles de la Formación Gualcamayo, en la quebrada de Los Sapitos (río Guandacol), en base al hallazgo del conodonte *Oepikodus intermedius*.

Las unidades formacionales de la Precordillera Oriental fueron agrupadas por Astini (1992) en aloformaciones basándose en el código estratigráfico norteamericano (NACSN, 1983). De esta manera quedaron definidas la Aloformación San Juan, conformada por la Formación San Juan, la Aloformación Gualcamayo integrada por las pelitas negras que sobreyacen a las calizas de la Formación San Juan, incluyendo al miembro medio de la Formación Empozada, la Formación Los Azules (miembros inferior y medio), la Formación Gualcamayo, y el miembro inferior de la Formación Las Aguaditas. Finalmente, por encima de la anterior, el autor definió la Aloformación Las Plantas que incluye al miembro superior de la Formación Los Azules, Formación La Cantera, Formación Las Aguaditas, Formación Las Vacas y Formación Las Plantas.

Los afloramientos de La Formación Gualcamayo fueron identificados en el borde occidental de la Sierra de Perico-Potrerillo por Cuerda (1965) y Furque (1979) Benedetto *et al.* (1991), Ortega & Albanesi (2000). En el cerro Potrerillo Ortega & Albanesi (2000) describen una graptofauna perteneciente a la Zona de *Undulograptus dentatus* en el miembro inferior de la Formación Gualcamayo y en la base del miembro medio, indicando una edad arenigiana tardía a llanvirniana inferior



temprana. En la porción media a superior del miembro medio los autores registran la Zona de *Pterograptus elegans* del llanvirniano inferior tardío.

El registro de los afloramientos de la Formación Gualcamayo se extiende hacia el sur hasta la sierra de Villicum (Baldis & Beresi, 1981, Baldis *et al.*, 1982, Peralta 1993a y b, 1995).

En dicha serranía, en la quebrada de Don Braulio esta unidad fue mencionada por primera vez en el esquema propuesto por Baldis *et al.*, 1982 y reconocida posteriormente por Peralta (1993a y b; 1995). Este último autor estableció el espesor de la misma en 40 m aproximadamente, en la quebrada Don Braulio. Además describió los niveles basales de esta unidad representados por una sucesión litológica transicional respecto al techo de la Formación San Juan, denominada *transfacies* o facies de transición por Baldis & Beresi (1981). En esta sucesión transicional se intercalan niveles de caliza y pelita siendo reconocida en varias localidades de la Precordillera tales como cerro La Chilca, sierra de Villicum, así como también en el área al suroeste de Guandacol y cerro Potrerillo (Benedetto *et al.*, 1991; Serra *et al.*, 2017a).

En el área de Villicum, Monetta (1978) fue quien estudió por primera vez los graptolitos de esta sucesión pelítica y asignó para la base de la misma una edad *arenigiana* (=floiana-dapingiana) mientras que para los términos superiores, señaló una edad *llanvirniana* inferior (=darriwilliana).

En los afloramientos de la sierra de Villicum Peralta (1993a) reconoció para esta formación dos unidades con rango de miembros: uno inferior con calizas negras homologable con la *transfacies* (de Baldis & Beresi) y otro superior de lutitas negras, con graptolitos. Según el mencionado autor, el miembro inferior de calizas negras alcanza un espesor de 12 m y consiste en una alternancia de calizas negras arcillosas, muy fosilíferas y lutitas negras graptolíticas. Presenta además estructuras de deformación sinsedimentaria con desarrollo de *slumping* (estratos plegados por deformación contemporánea a la sedimentación). Por su parte, los bancos calcáreos contienen abundantes macro y microfósiles (entre ellos: trilobites, braquiópodos articulados, lingúlidos, ortocerátidos y restos de espongiarios) (Baldis & Beresi, 1981).

Sarmiento (1990) menciona para los niveles cuspidales de la Formación San Juan en Villicum una asociación de conodontes que permiten registrar (para el techo de dicha unidad) la Zona de *Eoplacognathus suecicus*, la cual se extendería a los niveles



basales de la Formación Gualcamayo en las quebradas Don Braulio y de La Pola. Por otro lado, la asociación de graptolitos de la base de la Formación Gualcamayo (en la quebrada Don Braulio) mencionada por Peralta (1993a) corresponde al Llanvirniano temprano en base a la presencia de las especies *Paraglossograptus tentaculatus* y *Oelandograptus austrodentatus americanus*.

Para el miembro superior de lutitas negras que se deposita a continuación, Peralta (1993a) mencionó un espesor de 15 m en la quebrada de Don Braulio, siendo su base transicional respecto al miembro inferior, constituyendo el límite entre ambos el último banco calcáreo del miembro inferior. El límite entre la Formación Gualcamayo y la Formación La Cantera queda establecido en la discordancia erosiva observada al inicio de las areniscas gujarrosas las cuales constituyen la base de los depósitos psefíticos (Peralta, 1993a).

En una contribución posterior, Peralta (1995) reconoce tres miembros para esta unidad en el área de Villicum. El miembro inferior está compuesto por una alternancia de calizas negras arcillosas, fosilíferas y lutitas negras graptolíticas, correspondiente a la zona de transición (Baldis & Beresi, 1981). El miembro medio está integrado por lutitas negras fosilíferas, con intercalaciones margosas gris oscuras, portadores de graptolitos. Para el miembro superior el autor menciona lutitas de variados colores, grises, negras, amarillentas y verdosas, que hacia el tramo superior pasan a limolitas y areniscas finas.

El contacto entre las formaciones San Juan y Gualcamayo tiene características diacrónicas en sentido norte-sur, siendo en la localidad de Guandacol, de edad más antigua que en la parte central de la Precordillera, donde es más joven, datados en base a braquiópodos, trilobites, conodontes y graptolitos (Hünicken, 1985; Benedetto *et al.*, 1986; Hünicken & Sarmiento, 1982; Ortega *et al.*, 1985; Cuerda & Ortega, 1987; Benedetto *et al.*, 1991; Mestre, 2014, entre otros). Mestre (2014) propone que el contacto entre la Formación San Juan y las unidades suprayacentes es diacrónico durante el Darriwiliano, tanto en sentido noreste-suroeste como sureste-noroeste, desde la Zona de *Y. crassus* hasta la Zona de *E. pseudoplanus*, estando ubicados los techos más jóvenes de la Formación San Juan en los sectores centro-occidentales de la Precordillera Central. A diferencia de la mencionada autora, Serra *et al.* (2018) indican la presencia de la Subzona de *L. dentatus* en las secciones del cerro La Chilca y en Las Aguaditas, lo cual indicaría la presencia de estratos más antiguos en

el techo de la Formación San Juan y base de la Formación Gualcamayo (y unidades equivalentes).

La alternancia de calizas y pelitas en la *transfacies* fue atribuida a una transgresión ocurrida en el Darriwilliano temprano (Astini, 1986; 1988; Beresi, 1990; González Bonorino, 1991; Heredia & Beresi, 1995; entre otros) la cual ocasionó el cierre de la fábrica carbonática. Posteriormente, Astini (1994b) atribuye el cambio de facies a un proceso tectono-eustático a partir del cual se produjo un periodo de anoxia a escala global. Asimismo, también se sostuvo la idea de que el inicio de la depositación clástica habría sido causada por una tectónica extensional por flexuramiento y colapso de un domamiento periférico, en una cuenca de antepaís o de un estadio de relajación y *rifting* poscolisional (Astini, 1997; 1998). Keller (1999) menciona una tectónica extensional relacionada a procesos de *rifting* para el Ordovícico Medio. La interpretación de estas sucesiones como producto de procesos tectónicos distensivos ya había sido propuesta por Borrello (1969) y von Gosen *et al.* (1995). Carrera & Astini (1998) realizan una interpretación del paleoambiente de la Formación Gualcamayo y consideran que no existe una verdadera transición entre las formaciones San Juan y Gualcamayo, sino un pasaje rápido que queda expresado por las diferencias faciales entre las sucesiones y la aparición abrupta de pelitas negras intercaladas, el color gris oscuro de las calizas arcillosas, menor tasa de bioturbación y presencia de numerosas superficies costrificadas. En esta contribución se menciona que la edad de la aloformación Gualcamayo es arenigiana tardía al norte y llanvirniana temprana al centro - sur, hasta llandeiliana basal a media.

Posteriormente, Astini (1998) propone que el cese de la producción de carbonatos se habría producido debido a un incremento del nivel del mar conjuntamente con el aporte de cenizas volcánicas (bentonitas potásicas, *K- bentonite*), siendo éstas últimas la evidencia de la colisión del *terrane* Cuyania (Huff *et al.*, 1998).

Por su parte, Finney (2007) consideró a las pelitas negras o mixtas calcáreo-pelíticas originadas en cuencas de *pull apart* o *strike slip* a lo largo de un sistema de fallas transformantes.

Otros autores consideran que el ingreso de clásticos finos a la plataforma habría provocado el cese de la fábrica carbonática y el inicio de la depositación clástica, sin implicar necesariamente una profundización de la plataforma (*e.g.*: Heredia *et al.*, 2009; Mestre, 2010; Torres, 2016; Soria *et al.*, 2017).

En el sector sur de la Precordillera, en el extremo sur de la sierra de las Higueras (provincia de Mendoza), Heredia *et al.* (2009) determinaron una asociación de conodontes de edad floiana para los tramos superiores de la Formación San Juan en contacto con la Formación Gualcamayo. Posteriormente, en el extremo norte de dicha sierra, Beresi *et al.* (2017) registran las biozonas de *Y. crassus* y *L. dentatus* en un nivel carbonático lenticular fosilífero intercalado entre la unidad mixta pelítica/carbonática (transfacies) que dichos autores asignan a la base de la Formación Los Azules. Para el mencionado nivel asignaron una edad darriwiliana temprana.

Cabe destacar que la denominación Formación Gualcamayo y Los Azules ha sido utilizada indistintamente según variaciones litofaciales (Astini, 1994b). Furque & Cuerda (1979) dan una descripción de la Formación Gualcamayo donde indican que “son frecuentes los estratos delgados de calizas fétidas”, esos estratos son los que luego Baldis & Beresi (1981) denominan *transfacies* (o miembro inferior según Astini, 1994a) hacia arriba las calizas desaparecen y son reemplazadas por arcilitas y limolitas (miembro medio) y en el miembro superior hay bloques de caliza de la Formación San Juan, los cuales son bloques caídos, no representan depositación carbonática.

Mestre (2010) propone una diferenciación entre las unidades clásticas que sobreyacen a la Formación San Juan, según la edad de las mismas, denominando como Formación Gualcamayo a los depósitos de edad dapingiana – darriwiliana localizados en los extremos norte y sur de la Precordillera, y Formación Los Azules a aquellos afloramientos de edad darriwiliana – sandbiana desarrollados en los sectores centrales de la Precordillera Oriental y Central.

Sin embargo, la Formación Los Azules, no presenta la alternancia de calizas y pelitas, característica de la base de la Formación Gualcamayo, sino un miembro inferior compuesto por arcilitas (*e.g.*, Furque, 1972; Furque & Cuerda, 1979; Ortega, 1987; Ottone *et al.*, 1999; Ortega *et al.*, 2007a). Independiente de su edad, este aspecto litológico permite diferenciar a ambas unidades. Por otra parte debe señalarse, que en el sector sur de la Precordillera (Salagasta, Mendoza), la sucesión calcáreo-pelítica (Formación Gualcamayo) que sobreyace a la Formación San Juan no es dapingiana, sino del Darriwiliano temprano, como lo indican Beresi *et al.* (2017).

### **6.3- Formación La Cantera (Furque & Cuerda, 1979; emend. Baldis, *et al.* 1982)**

La sucesión que constituye la Formación La Cantera abarca un rango temporal que se extiende desde el Darriwiliano tardío hasta el Sandbiano temprano.

Furque & Cuerda (1979) denominaron Formación Cantera a las sedimentitas que afloran en la ladera nororiental de la sierra de Villicum en contacto con la Formación San Juan y cuyo techo se interpretaba en el contacto tectónico con la Formación Mogotes Negros. Posteriormente, Baldis *et al.*, (1982) redefinieron la unidad considerando únicamente la sucesión constituida por conglomerados, areniscas y lutitas verdes de edad llanvirniana (Darriwilliano) comprendidas entre las formaciones Gualcamayo y Don Braulio.

Baldis *et al.* (1982), Peralta (1993a, b), Albanesi *et al.*, (1995) abordan aspectos relacionados con la correlación de esta unidad con otras unidades litoestratigráficas de Precordillera y aspectos paleoambientales.

La sección tipo para la Formación La Cantera es la quebrada Don Braulio (Baldis *et al.*, 1982). El conjunto de estratos que la componen presentan en general un rumbo norte-sur con buzamiento variable al este. Sus afloramientos están afectados por fallamiento, el que en algunos sectores produce la eliminación tectónica de al menos parte de su sucesión (Peralta, 1993a).

Según Baldis *et al.* (1982), su límite inferior se reconoce mediante la discordancia erosiva ubicada en la base de los depósitos psefíticos con los cuales se inicia esta unidad. Esta superficie erosiva (paraconcordancia) separa los depósitos de areniscas guijarrosas de su base, de las lutitas graptolíticas del miembro superior de la Formación Gualcamayo.

Respecto al límite estratigráfico superior de la Formación La Cantera, Peralta (1993a) considera que el mismo está representado por una superficie erosiva paraconcordante que la separa de los depósitos de diamictitas (fangolitas guijarrosas) de la base de la Formación Don Braulio.

En una contribución de Peralta (1990b) se mencionan los taxones *Climacograptus aff. antiquus* Lapworth, *Reteograptus geinitzianus* Hall, *Amplexograptus minutus* Cuerda *et al.*, y *Dictyonema* sp. Sánchez (1990) identifica en niveles de la Formación La Cantera bivalvos de los géneros *Paraemucus?* sp. y *Palaeoconcha* sp.

Peralta (1993a) distingue tres miembros, un miembro inferior psefítico, un miembro medio psamítico y por último un miembro superior principalmente pelítico. En la base del miembro inferior (15 m de espesor) se encuentra la discordancia erosiva que lo separa de la Formación Gualcamayo, mientras que hacia su techo el pase es transicional con el miembro medio. Este conformado por conglomerados y areniscas. El miembro medio posee 40 m de espesor y contiene areniscas y pelitas en los cuales Peralta (1993a) menciona el registro de abundantes graptolitos, los cuales refieren a la Zona de *Hustedograptus teretiusculus*, indicando una edad darriwilliana. Los términos arenosos fueron considerados por Peralta (1993a) como secuencias de Bouma (turbiditas) truncadas o incompletas, intercaladas con capas de areniscas medianas a gruesas, de geometría canaliforme, con arreglo interno estratogranodecreciente, con laminación plano-paralela. También es en estos niveles donde se registran tubarios de graptolitos de los géneros *Glyptograptus* y *Dicellograptus*. El miembro superior (78 m) está conformado por bancos delgados de areniscas finas a muy finas y pelitas de coloración verdosa, que conforman sucesiones turbidíticas (Peralta, 1993a). En este miembro son frecuentes las estructuras de deformación sinsedimentaria, como por ejemplo pliegues *slump* (Peralta, 1993a). Colonias de *Dicellograptus divaricatus* var. *salopiensis*, *Amplexograptus minutus*, *Reteograptus geinitzianus*, *Climacograptus* aff. *antiquus*, *Hustedograptus* cf. *teretiusculus*, *Glyptograptus* sp., fueron mencionadas por dicho autor en niveles de areniscas de este miembro. Peralta (1986b) da a conocer las graptofaunas presentes en esta unidad pertenecientes a las Biozonas de *Hustedograptus teretiusculus* y *Nemagraptus gracilis*.

Albanesi *et al.* (1995) dan a conocer ictiolitos y conodontes en clastos redepositados de la base de la Formación La Cantera. Estos autores además identifican una fauna de conodontes integrada por *Eoplacognathus lindstroemi* (Hamar), *Phragmodus flexuosus* Moskalenko, *Rhodesogathus* cf. *inaequalis* (Rhodes), *Panderodus* aff. *gracilis* (Branson & Mehl), *Erismodus* sp., y *Depranoistodus* sp., esta fauna refiere al Darriwiliano alto (*Llandeiliano* temprano) a los niveles basales de la Formación La Cantera. Queda también determinada la edad de *Sacabambaspis janvieri* Gagnier *et al.*, como el vertebrado más antiguo de Sudamérica.

Posteriores muestreos realizados sobre el miembro inferior de la Formación La Cantera, permitieron obtener una colección de conodontes conformada por las especies *Eoplacognathus robustus* Bergström, *Baltoniodus prevariabilis* (Fåhræus),

*Periodon aculeatus* Hadding, *Spinodus spinatus* (Hadding), *Drepanodus robustus* Hadding, *Panderodus* aff. *P. sulcatus*, *Protopanderodus rectus* (Lindström) y *Costiconus ethingtoni* (Fåhræus) (Heredia *et al.* 2014). El conodonte guía *Eoplacognathus robustus* refiere a la Zona de *Pygodus serra*, Subzona de *Eoplacognathus robustus* (Heredia *et al.*, 2014) los que caracterizan al Darriwiliano tardío (Bergström 1971).

## **6.4-Formación La Pola (Astini, 2001a)**

La Formación La Pola fue definida formalmente por Astini (2001a), en la quebrada epónima, y está conformada por paraconglomerados gruesos, pardos interestratificados con areniscas calcáreas amarillentas y fangolitas gris verdosas.

Se apoya en contacto erosivo sobre el miembro superior de la Formación La Cantera y es cubierta en discordancia erosiva por la Formación Don Braulio. Este autor menciona un espesor de 47,35 m para estos depósitos los cuales se encuentran limitados por discontinuidades en su base y en su techo. Anteriormente esta unidad era considerada como el miembro superior psefítico de la Formación La Cantera (Astini, 1991).

En la Formación La Pola se reconocen las litofacies de paraconglomerados de bloques, fangolitas guijosas, conglomerados arenosos bioclásticos, areniscas lenticulares gradadas o macizas, ritmitas delgadas tabulares y fangolitas limo-arenosas. Localmente estas facies presentan deformación sinsedimentaria y son parte de estructuras tipo *slump* (Astini, 2001a).

Entre los fósiles presentes en la Formación La Pola se destaca la presencia de briozoarios, talos de algas rojas, fragmentos de braquiópodos y crinoideos (Astini, 2001a; Benedetto, 2003b).

Brussa (1999) da a conocer una graptofauna proveniente de los bloques que integran un nivel psefítico (13 m por debajo de la diamictita de la Formación Don Braulio) en la quebrada de La Pola, perteneciente a las biozonas de *Nemagraptus gracilis-Dicranograptus clingani* indicando una edad caradociana media-superior (Sandbiano- Katiano, G11-Ea2 de la secuencia australiana).

En la matriz de un nivel de paraconglomerado de la Formación La Pola, Brussa (1999) identificó *Dicranograptus ramosus ramosus*, *Dicranograptus nicholsoni* entre

otros, los cuales indicarían del Caradociano temprano (Gisborniano 1 y 2) aunque su edad podría extenderse hasta el Eastoniano inferior (Zona de *D. multicens*) (en Benedetto, 2003).

Benedetto (1998) menciona una asociación de braquiópodos del Caradociano (=Sandbiano) contenida en bloques de la diamictita glaciogénica de la Formación Don Braulio, de edad Hirnantiana. Estos clastos fosilíferos, fueron interpretados como provenientes de la infrayacente Formación La Cantera. Posteriormente, los niveles superiores de la Formación La Cantera, fueron denominados como Formación La Pola por Astini (2001a). En dichos estratos se identificaron *in situ* niveles conteniendo braquiópodos y briozoos y, en forma subordinada, bivalvos, gastrópodos y fragmentos de trilobites (Benedetto, 2003). La fauna de braquiópodos se compone por los taxones: *Gyptorthis* sp., *Dinorthis polaensis* n. sp., *Dinorthis* cf. *flabellum* (J. de C. Sowerby), *Onniella inversa* n. sp., *Bicuspina* sp., *Atelelasma* sp., *Anchoramena cristata* Benedetto, *Aporthophyla?* sp., *Sowerbyella* cf. *multipartita* Williams, *Anoptambonites villicumensis* n. sp., *Glyptomena* cf. *sculpturata* Cooper, y *Rostricellula robusta* n. sp.

La Formación La Pola constituye un depósito resedimentado a partir de materiales originalmente ligados a plataformas clásticas, cuarzosas y bioconstrucciones calcáreas que se habrían localizado al este del presente margen oriental de la Precordillera (Astini, 2001a). Los depósitos de la Formación La Pola corresponderían a ambientes someros y de alta energía, presuntamente de plataforma, cubriendo la región ubicada al oriente de la sierra de Villicum (Heredia & Milana, 2010).

Una fauna de conodontes de edad sandbiana temprana proveniente de esta unidad fue dada a conocer por Heredia & Milana (2010). Esta asociación define el tiempo de depósito de la Formación La Pola, correspondiente a la Zona de *Amorphognathus tvaerensis*, Subzona de *Baltoniodus variabilis*. En términos de biozonas de graptolitos, correspondería a los tramos medio y superior de la Zona de *Nemagraptus gracilis*.



## 6.5- Formación Don Braulio (Baldis *et al.*, 1982)

La Formación Don Braulio fue definida por Baldis *et al.* (1982) para el flanco oriental de la Sierra de Villicum, en la quebrada Don Braulio. Allí, esta unidad se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación La Cantera mientras que en su techo le suprayace, también mediante discordancia erosiva, la Formación Rinconada (Peralta, 1993a; Baldis & Peralta, 1999).

La descripción original de esta unidad menciona conglomerados, areniscas y lutitas de coloraciones polícromas con un espesor de 50 m. Las areniscas poseen una fauna de trilobites de la asociación *Dalmanitina* y braquiópodos hirnantianos (Levy & Nullo, 1974 y Baldis & Blasco, 1975). Por su parte, las lutitas contienen abundantes palinomorfos, quitinozoarios y acritarcos (Volkheimer *et al.*, 1980 y Pöthe de Baldis, 1981) llandoверianos (Silúrico basal).

La Formación Don Braulio fue redefinida posteriormente por Peralta & Baldis (1990) y estudiada en detalle por Peralta (1993a) quien la subdividió en cuatro miembros: un miembro diamictítico basal, miembro de fangolitas y areniscas fosilíferas, miembro de fangolitas ocreas, y un miembro superior de lutitas y areniscas ferríferas.

El miembro diamictítico basal está integrado por fangolitas y guijarros con clastos dispersos que poseen rasgos glaciales (estrías, facetamientos, etc). Intercalan canales con relleno psamítico y psefítico, donde se observan bioclastos (de la típica fauna de Hirnantia) (Peralta, 1993b). El miembro de fangolitas fosilíferas, comienza con un nivel de conglomerado clasto sostén y acumulaciones bioclásticas por sectores, que gradan hacia depósitos fangolíticos y areniscosos. El miembro de fangolitas ocreas contiene trazas fósiles tubiformes o irregulares, verticales u oblicuas respecto a la estratificación. Yace por debajo del miembro ferrífero superior el cual contiene bancos de areniscas y oolitas ferríferas de coloración pardo-rojizo entre los que intercalan niveles pelíticos oscuros. La edad de este miembro es llandoверiana temprana en base a quitinozoos (Volkheimer *et al.*, 1981) y graptolitos de la Zona de *Atavograptus atavus* (Peralta, 1985).

La edad ashgiliana de la Formación Don Braulio fue establecida en base a la presencia de *Dalmanitina sudamericana* y *Eohomalonotus* sp. (Baldis & Blasco, 1975) y por su fauna de braquiópodos (Levy & Nullo, 1974). La presencia de "*Glyptograptus persculptus*" registrada por Peralta & Baldis (1990) en esta unidad y



la de *Atavograptus atavus* reconocida por Peralta (1986b) en sus niveles superiores permiten acotar la edad al Hirnantiano tardío-Llandoveryano temprano.

Levy & Nullo (1974) describieron una asociación de braquiópodos compuesta por *Arenorthis cuyana* Levy & Nullo, *Fascifera punctata* Levy & Nullo, *Bagnorthis garrigoni* Levy & Nullo, *Kjaerina (Neokjerina) florentina* Levy & Nullo y *Villicundella mocetici* Levy & Nullo, recolectados de los niveles basales de la unidad y que constituyen los primeros registros del Hirnantiano para Sudamérica. Baldis & Blasco (1975) dieron a conocer los trilobites *Dalmamitina sudamericana* Baldis & Blasco y *Calymenella (Eohomalonotus) villicunensis* Baldis & Blasco que confirmaron la edad hirnantiana. Volkheimer *et al.* (1980) reconocieron una asociación de acritarcos y quitinozoos del Silúrico Inferior en niveles cuspidales de la Formación Don Braulio. Por su parte, Benedetto (1986, 1990) identificó los braquiópodos *Dalmanella testudinaria* (Dalman), *Hirnantia sagittifera* (M'Coy), *Clifitonia oxoplecioides plicata* Benedetto, *Eostropheodonta* aff. *Birmantensis* (M'Coy), *Paramalomena polonica* (Temple), *Plectothyrella* sp. que integran la típica fauna de Hirnantia. Asimismo, este autor efectuó una revisión de los taxones descritos por Levy & Nullo (1974). Sánchez (1985, 1990) estudió los bivalvos presentes en la unidad, identificando *Modilopsis cuyana* Sánchez y *Palaeoneila* sp. Peralta (1985) dio a conocer el hallazgo de una asociación de graptolitos del Llandoveryano inferior, en niveles de lutitas del techo de la unidad. La graptofauna está integrada por *Climacograptus* aff. *C. hughesi* (Nicholson), *Climacograptus* sp., *Monograptus* sp., *Glyptograptus* sp. y *Rastrites* sp. Peralta & Baldis (1990) completaron la lista de graptolitos de la unidad con la mención de *Glyptograptus persculptus persculptus* (Salter).

Los aspectos paleoambientales y sedimentológicos de esta unidad, en particular la génesis de su conglomerado basal y su correlación con otras unidades litoestratigráficas de la Precordillera, fue abordado entre otros autores por Sánchez *et al.* (1988); Peralta & Carter (1990) y Astini & Buggish (1993).

A fines del Ordovícico se registró un evento glacial en la región norafricana de Gondwana que tuvo una gran extensión areal alcanzando sus efectos hasta los 45°-50° de latitud sur (Brenchley, 1990; Scotese & Barret, 1990).

La extinción del Ordovícico tardío eliminó el 60% de los géneros marinos y fue la segunda más grande de las "Cinco Grandes" extinciones en masa del Fanerozoico (Sepkoski, 1995). Además, produjo una fuerte caída global del nivel del mar, lo cual

dio lugar a cambios ambientales en los ecosistemas. Los graptolitos, conodontes, quitinozoos y radiolarios proporcionan evidencias de que las pérdidas de fauna no fueron extinciones catastróficas sino que hubo algunas especies que se diversificaron (Finney *et al.*, 1999). En el registro de las graptofaunas se observa una reorganización ecológica radical y extendida, en lugar de un colapso global sincrónico del ecosistema pre-glacial. La biozonación aplicada en las secciones de Nevada se correlaciona con las establecidas en la Plataforma Yangtze de China, el sur de Kazajstán, el noreste de Siberia y el norte de Canadá (Štorch *et al.* 2011).

En base a los datos sedimentológicos, faunísticos y geoquímicos del sur de China, así como la evidencia de los sedimentos glaciales en el norte de África, Fan *et al.* (2009) sugieren que la glaciación fue de corta duración (*ca.* 1 Ma) en la región del Polo Sur Ordovícico, y tuvo al menos dos pulsos principales. La primera fase de la expansión glacial gradual comenzó justo antes del Hirnantiano y la segunda fase terminó con una rápida fusión en el Hirantiano tardío (principios de la Zona de *Metabolograptus persculptus*).

La caída del nivel del mar debido a causas glacio- eustáticas y el enfriamiento de los océanos tropicales fueron factores importantes durante el primer pulso de la extinción en masa del Ordovícico tardío en Laurentia (Finnegan *et al.*, 2011).

En la Precordillera, el miembro inferior de la Formación Don Braulio compuesto por diamictitas, confirma la génesis glacial, en base a evidencias sedimentológicas, paleontológicas y de las curvas del nivel del mar (*e.g.* Peralta & Carter; Astini & Buggish, 1993; Buggish & Astini, 1993; Astini, 1991; 1993). Peralta & Baldis (1992) realizan una correlación local, regional y global de los depósitos diamictíticos. Estos niveles fueron asignados a un ambiente marino (Peralta & Carter, 1990; Buggish & Astini 1993; Peralta 1993), e interpretados como de origen continental por Astini & Buggish (1993) y Astini (1993) en base a criterios sedimentológicos. A los depósitos glaciales le sigue una sucesión de plataforma extraglacial con abundante fauna marina de baja diversidad (Sánchez *et al.*, 1991) típica del Hirnantiano. En otras localidades de Gondwana las facies con fósiles se encuentran intercaladas con niveles de origen glacial, por lo cual se sustenta el diacronismo de la glaciación en todo el paleocontinente (Astini, 1993).

## 6.6-Formación Rinconada Amos (1954) (=Mogotes Negros)

La definición formal de esta unidad corresponde a Amos (1954) para agrupar a los depósitos olistostrómicos que suprayacen mediante superficie erosiva a la Formación San Juan, en la localidad de Rinconada, en la sierra chica de Zonda, donde se definió su estratotipo.

Por su parte Cabeza Quiroga (1942, ver Borrello 1969) denominó Formación Mogotes Negros agrupando a todos aquellos depósitos marino-clásticos equivalentes del área de Villicum. Peralta (1993a) utiliza el nombre Formación Rinconada para unificar las denominaciones, en su estudio del Paleozoico Inferior de Precordillera Oriental y redefine el estratotipo de esta unidad en Villicum.

Esta unidad yace sobre la Formación Don Braulio en discordancia erosiva (Peralta & Carter, 1990; Peralta, 1993a) y sus niveles superiores se encuentran cubiertos por sedimentos neógenos.

Amos (1954) asignó a estos depósitos olistostrómicos una edad ordovícica mientras que Borrello (1969) y Harrington (1971) la refirieron al Devónico. Diversos autores interpretaron dicha sucesión como producto de una *mélange* tectónica (Keidel, 1938; Braccacini, 1946; Heim, 1948). Keidel (1938) realiza la primera mención sobre la edad silúrica de la Formación Rinconada a partir del registro de monograptidos en La Rinconada. Posteriormente esa edad queda corroborada por el hallazgo de braquiópodos característicos de los “esquistos del Tambolar” (Heim, 1948). Cuerda (1981) describe para la sección de Rinconada una graptofauna del Llandoveryano, integrada por *Climacograptus* sp.cf. *C. minutus* Carruthers, *Diplograptus* sp. y *Monograptus* sp. Peralta (1987) registró la especie *Monograptus argentinus* Cuerda, del Ludlowiano, en la sierra de Villicum.

Peralta (1993a) reconoció que la Formación Rinconada en el área de Villicum estaba integrada por depósitos gravitatorios, compuestos por sedimentos alóctonos deslizados (*slump*), olistolitos calcáreos procedentes de la Formación San Juan, y depósitos conglomerádicos y/ o psamíticos provenientes de las unidades clásticas pre-existentes, tanto del Ordovícico como del Silúrico. Los depósitos autóctonos están representados por depósitos de flujos de detritos y conglomerados y areniscas de relleno de canal. El mismo autor además menciona la presencia de trazas fósiles de la icnofacies de *Cruziana*. Los clastos de los depósitos psefíticos de relleno de

canal están compuestos por rocas sedimentarias (areniscas, calizas, chert y conglomerados) y de rocas ígneas (básicas y meso-ácidas), además de clastos texturalmente maduros de cuarzo, con elevada redondez. Están ausentes los clastos de rocas metamórficas o de basamento. A partir de estos datos, el autor sugiere que el material proviene desde la plataforma, o de un área continental con cobertura de rocas paleozoicas (Peralta, 1993a), por levantamiento tectónico (*uplift*) (Ramos *et al.*, 1986), como resultado del control tecto-sedimentario ejercido por el “arco Villicum-Zonda” (Padula *et al.*, 1967; Cuerda & Caminos, 1983). En el estudio sobre la Formación Rinconada, Peralta & Medina (1985) reconocieron para dicha unidad edades desde el Ordovícico Medio al Devónico Superior. Posteriormente, Peralta (2007) le asigna a la Formación Rinconada una edad devónica superior y la correlaciona con la Formación Los Sombreros (Precordillera Occidental).

En base a asociaciones de conodontes, Voldman *et al.* (2015) indican que la Formación Rinconada contiene bloques carbonáticos con conodontes del Floiano y Darriwiliano junto a depósitos de edad silúrica.

## **7-Geología del área de estudio**

### **7.1-Descripción de las secciones estudiadas**

El estudio de la bioestratigrafía de graptolitos y las asociaciones de conodontes junto con una redescrición de las unidades ordovícicas que afloran en el área de la sierra de Villicum, fue realizada en tres secciones ubicadas en el flanco oriental de dicha serranía. En estas secciones, las sucesiones silicoclásticas ordovícicas están expuestas con un espesor considerable y es donde se encuentran preservadas las asociaciones de fósiles aquí estudiadas.

De norte a sur las secciones son: quebrada Cecilia (**QC**), quebrada Don Braulio (**QDB**) y quebrada de La Pola (**QLP**), las cuales quedan ubicadas entre los paralelos 31°12' y 31°14' S y en el meridiano 68° 29' O, del departamento Albardón, Provincia de San Juan (Fig. 6.1). En dichas secciones se estudiaron las graptofaunas preservadas tanto en pelitas como en areniscas, las cuales permitieron registrar seis biozonas. Asimismo, asociaciones de conodontes fueron recuperadas de niveles de areniscas con cemento carbonático de la Formación La Cantera y en los planos de estratificación de las pelitas de la Formación Gualcamayo junto a los graptolitos. Además se realizó una redescrición litológica de las unidades estratigráficas ordovícicas y se establecieron las relaciones estratigráficas entre ellas, destacando las variaciones de facies observadas de norte a sur.

Inicialmente se reconocieron las unidades formacionales Gualcamayo, La Cantera y La Pola aflorantes y luego se realizaron los perfiles estratigráficos correspondientes en cada sección, tomando como base de referencia de los mismos el techo de la Formación San Juan.

Durante el desarrollo de los sucesivos trabajos de campo se colectaron muestras paleontológicas de niveles fosilíferos para la obtención de graptofauna (principalmente en pelitas, y en menor proporción areniscas) y conodontes, gastrópodos, acrotrétidos, fragmentos de braquiópodos, placas de peces placodermos, en rocas con cemento carbonático o bioclastos que permitieron su disgregación mediante procedimientos de laboratorio.

Los conodontes brindaron importantes datos bioestratigráficos que permitieron registrar tres biozonas y datar los niveles portadores.

Los puntos de muestreo donde se hallaron las asociaciones fosilíferas quedaron claramente indicados en las figuras de los perfiles estratigráficos.

Numerosos son los antecedentes del estudio de la estratigrafía y bioestratigrafía de las unidades aflorantes en la sierra de Villicum pudiendo citarse los de Baldis *et al.* (1982), Peralta & Carter (1990), Astini (1991), Peralta (1993a), Albanesi *et al.* (1995), Astini (1998), Benedetto (1998), Astini (2001a y b), Heredia & Milana (2010), Mestre (2014), Heredia *et al.* (2014), Kaufmann & Ortega (2016), Kaufmann & Ortega (2017).

### 7.1.1- Quebrada Cecilia (31°12'38.10"S; 68°29'12.60"O)

Esta sección se encuentra ubicada en el flanco oriental de la sierra de Villicum, a 500 m aproximadamente hacia el norte de la quebrada Don Braulio y cerca de 30 km al norte de la localidad de Albardón. Afloran en la misma depósitos carbonáticos correspondientes a la Formación San Juan, por encima de los cuales yacen en concordancia depósitos silicoclásticos de la Formación Gualcamayo conformada en este perfil por pelitas negras y afectadas por una intensa deformación, resultado de la tectónica andina (Fig. 7.1, Fig. 7.8).



**Fig. 7.1.** Vista hacia el NO de la sección quebrada Cecilia. FSJ: Formación San Juan; FG: Formación Gualcamayo; FLC: Formación La Cantera; FDB: Formación Don Braulio.



La Formación Gualcamayo alcanza en la quebrada Cecilia aproximadamente los 20 m de espesor. Litológicamente corresponde a una sucesión de pelita negra, con algunas intercalaciones de niveles carbonáticos en los primeros 4 m del tramo inferior (Fig. 7.2). En la base de esta unidad fue hallado un nivel de 10 cm de espesor donde se observaron tubarios de axonóforos biseriados y estipes de dicograptidos que pueden referirse a la Zona de *L. dentatus* del Darriwiliano medio, además de la presencia de abundantes restos fragmentados de trilobites.

Le sigue a los depósitos de calizas y pelitas negras, una sucesión de composición exclusivamente pelítica la cual posee una alternancia de capas de coloración gris claro que intercalan con otras de color gris oscuro a negro, conformando de este modo una laminación de color alternante de algunos milímetros hasta 1 cm de espesor. Estos niveles de pelitas laminadas alcanzan *ca.* 10 m de espesor. Una asociación de colonias de graptolitos fue hallada en los últimos estratos de pelitas laminadas, por debajo del contacto con la Formación La Cantera que permitió identificar la Zona de *P. elegans* del Darriwiliano tardío para la porción cuspidal de la Formación Gualcamayo en la mencionada sección. En estos niveles fueron reconocidos conodontes en plano de estratificación referibles a la Zona de *Eoplacognathus suecicus*, Subzona *Pygodus anitae*.

Sobre la sucesión anterior se dispone mediante un contacto erosivo un nivel de arenisca mediana, de 10 cm de espesor y coloración gris clara, la cual posee abundantes granos de cuarzo, subangulosos de 0,5 cm de diámetro aproximadamente, perteneciente a la Formación La Cantera (Fig. 7.3, 7.4).

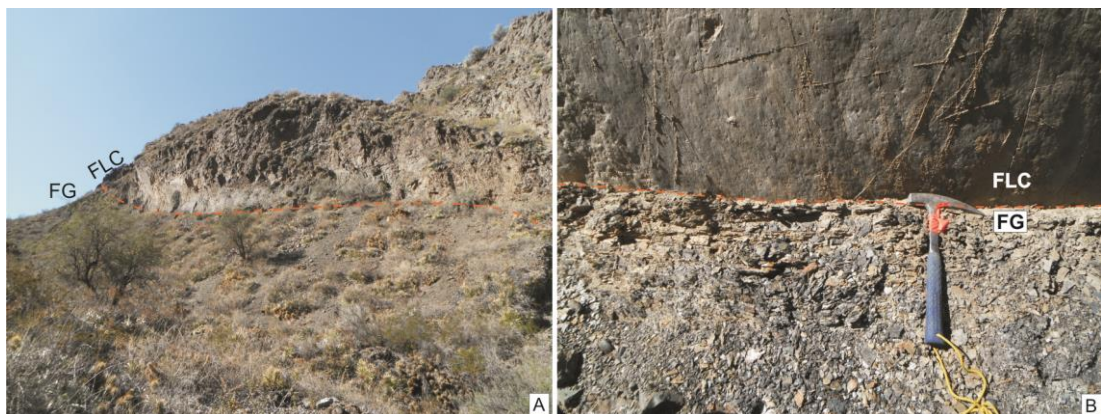


**Fig. 7.2.** Contacto entre las formaciones San Juan (FSJ) y Gualcamayo (FG), quebrada Cecilia.

Dicho nivel de arenisca es sucedido por un conglomerado, fango sostén, con matriz de color verde claro.

En líneas generales el conglomerado matriz-soportado, con matriz arenosa y presencia de clastos mal seleccionados, los cuales hacia el techo muestran cierta imbricación, sin embargo gradualmente pasa a ser un conglomerado clasto soportado por variaciones laterales de facies.

El espesor máximo de dicho conglomerado es de aproximadamente 2 m con variaciones laterales (Fig. 7.5). Le sigue por encima otro nivel de pelitas gris claro-verdosas, no obstante el miembro inferior de la Formación La Cantera está constituido por depósitos gruesos principalmente con un espesor de *ca.* 15 m. Los depósitos de areniscas y pelitas que corresponderían al miembro medio de la Formación La Cantera (Fig. 7.6) se encuentran intensamente plegados en esta sección.



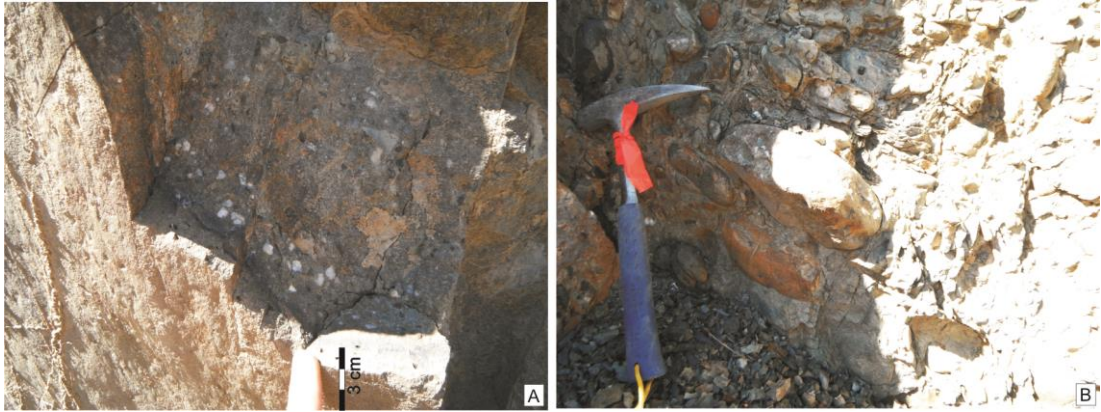
**Fig. 7.3. A-** Formación Gualcamayo (FG) y base de la Formación La Cantera (LC); **B-** Detalle del contacto entre ambas unidades.

Este miembro está integrado por bancos de areniscas medianas, laminadas, de 1 m de espesor máximo y 20 cm de espesor mínimo, los cuales se intercalan niveles de pelitas gris claro-verdosas.

El miembro superior de La Formación La Cantera presenta en este perfil un espesor de *ca.* 40 m. Este miembro está compuesto por pelitas grises que tienen en superficie un brillo satinado con intercalaciones de bancos de areniscas finas laminadas. Además se identificó la presencia de un canal conglomerádico fino intercalado entre las pelitas verdes, con 1 m de espesor aproximadamente.



En total la Formación La Cantera posee un espesor aparente de *ca.* 139 m, presentando una intensa deformación por plegamiento en esta sección. Sobreace discordantemente a esta unidad la Formación Don Braulio (Fig. 7.7) cuyos depósitos inician con las diamictitas glaciares también reconocidas en las demás secciones de este estudio, hacia el sur.

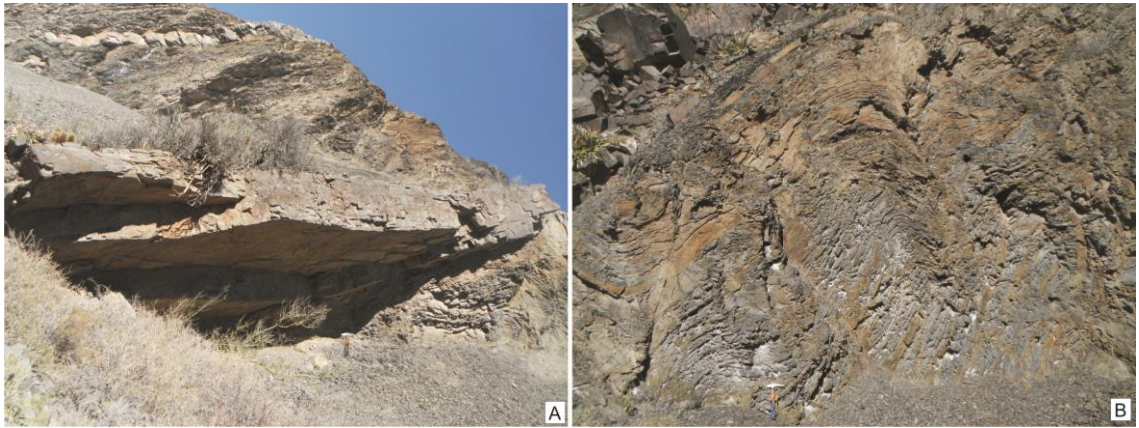


**Fig. 7.4.** Miembro inferior de la Formación La Cantera en la quebrada Cecilia. A- Areniscas conglomerádicas; B- Conglomerado.

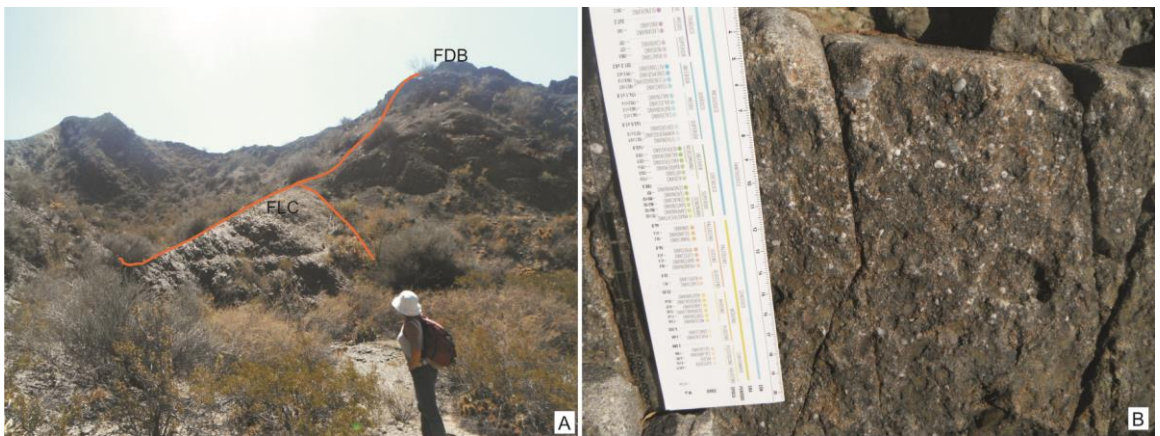


**Fig.7.5.** A- Facies conglomerádicas del miembro inferior de la Formación La Cantera, quebrada Cecilia; B- Facies matriz-sopotada; C- Facies matriz-soportada, se observan distinta granulometría de clastos y bloques; D- Facies clasto-soportada.

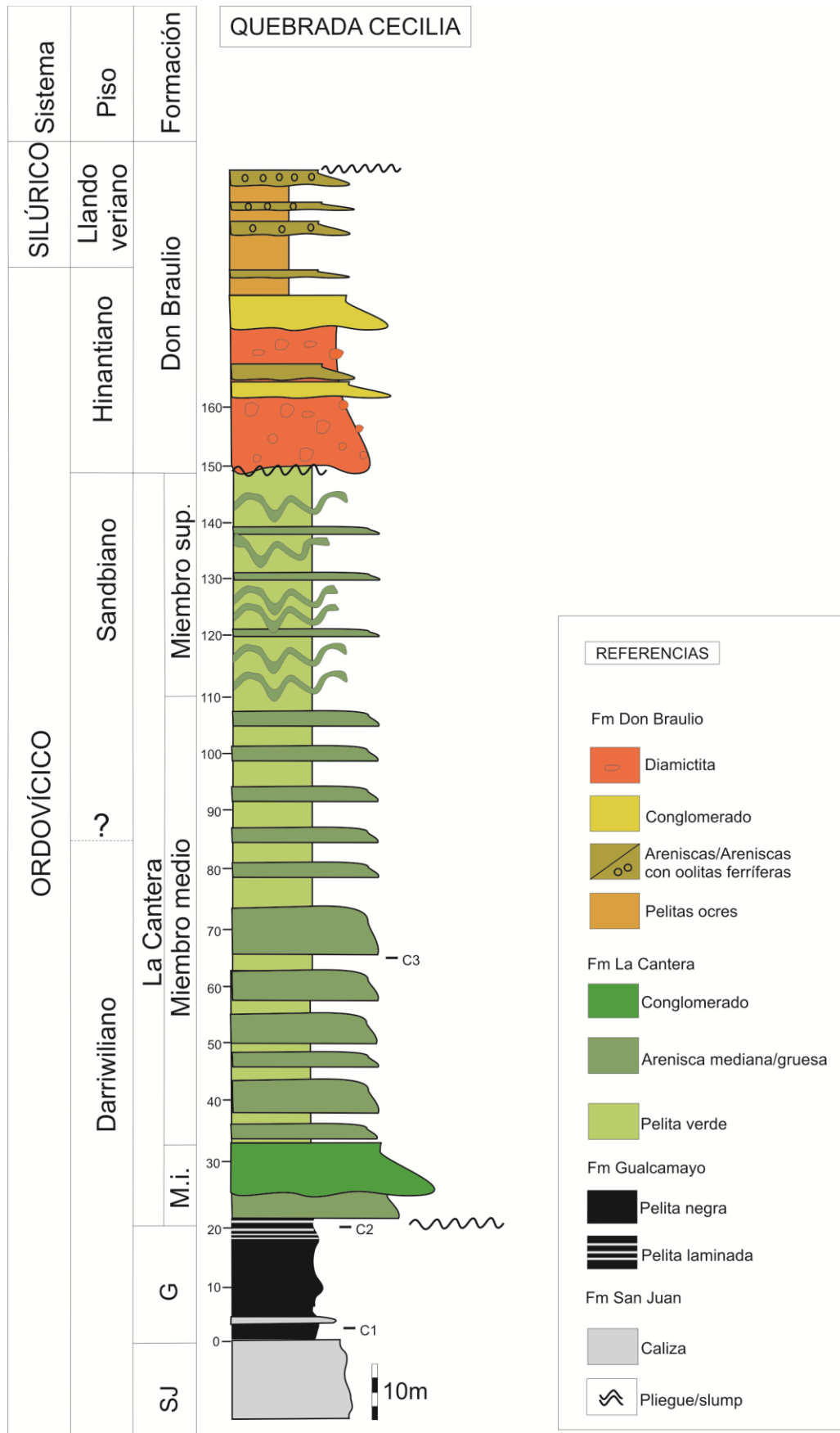




**Fig.7.6.** Miembro medio de la Formación La Cantera, quebrada Cecilia. A- Se observan niveles de arenisca intercalados con pelitas, B-Pliegues sinsediementarios.



**Fig.7.7.** A y B- Miembro superior de la Formación La Cantera (FLC), quebrada Cecilia; B-Detalle del nivel conglomerádico. FDB: Formación Don Braulio.



**Fig. 7.8.** Columna estratigráfica de la quebrada Cecilia.

### 7.1.2-Quebrada Don Braulio (31°12'52.79"S; 68°29'15.74"O)

En esta sección afloran las unidades formacionales San Juan, Gualcamayo, La Cantera y Don Braulio (Fig. 7.9; 7.16), todas ellas de edad ordovícica, a excepción de parte del miembro de fangolitas ocre y miembro superior ferrífero de la Formación Don Braulio referidos al Llandoveryano (Silúrico) por Peralta (1993a).

La Formación San Juan (Fig. 7.10) está compuesta en sus últimos 4 metros por una caliza margosa, nodular, en la que se observan nautiloideos, esponjas, crinoideos y braquiópodos. El último metro de esta unidad posee un nivel de calcarenita de color claro de algunos centímetros de espesor. Por último continúa el desarrollo de caliza por aproximadamente 50 cm hasta que finalmente se inicia el depósito de pelitas negras correspondientes a la Formación Gualcamayo (Fig. 7.11; 7.12).



**Fig. 7.9.** Vista NE de la quebrada Don Braulio. FSJ: Formación San Juan, FG: Formación Gualcamayo, FLC: Formación La Cantera.

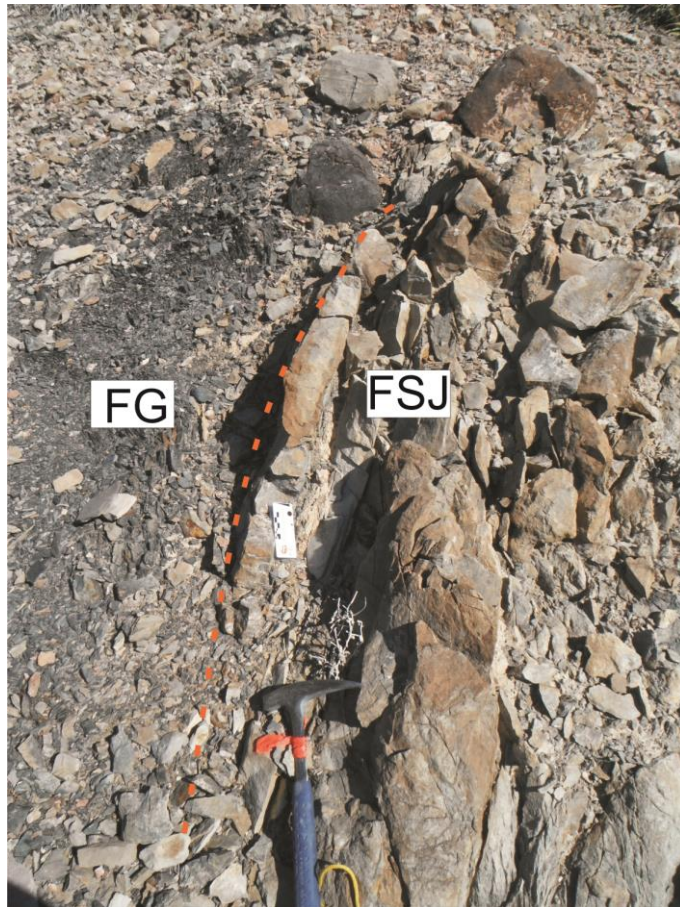




**Fig. 7.10.** Formación San Juan. A. Niveles de caliza con pliegues sinsedimentarios, slump, escala gráfica=1m; B-C. Macrofauna (nautiloideos) presente en el techo de la unidad.

La Formación Gualcamayo yace transicionalmente por encima de la Formación San Juan y tiene aproximadamente 35 m de espesor. En la sección denominada en este estudio Don Braulio sur, la sucesión comienza con pelitas negras muy deformadas las cuales contienen intercalaciones de al menos dos niveles de mudstone de 0,5 a 1 m de espesor aproximadamente; luego la sucesión continúa con pelitas negras las cuales incluyen nódulos carbonáticos, de color gris oscuro. Los niveles pelíticos presentan en sus planos de estratificación, espejos de fricción, producto de la deformación resultante de la tectónica andina. Hacia la parte media de la Formación Gualcamayo los nódulos desaparecen y aflora un importante espesor de estratos

intensamente deformados, y plegados. Estos niveles involucran calizas con macrofauna (braquiópodos y nautiloideos de pequeñas dimensiones) y pelitas intercaladas. Este conjunto de estratos fue identificado también hacia el sur en la sección de La Pola, pero está ausente en la quebrada Cecilia. En total este intervalo deformado alcanza una potencia de *ca.* 3 m. Este conjunto de estratos podrían corresponder a los niveles basales de la Formación Gualcamayo (transfacies) que se repiten en la sucesión por efecto de la deformación.



**Fig. 7.11.** Contacto entre las formaciones San Juan (FSJ) y Gualcamayo (FG) en la sección de Don Braulio sur.





**Fig. 7.12.** Contacto entre las formaciones San Juan (FSJ) y Gualcamayo (FG) en el perfil Don Braulio norte.

En la margen norte de esta sección (Don Braulio norte), hacia las nacientes de la quebrada se observa el contacto con facies pelíticas de color amarillento a ocre en superficie alterada, pero que internamente presentan una laminación definida por capas negras y gris claro. Estos niveles tienen un espesor aproximado de 10 m y hacia el techo están en contacto con conglomerados de la base de la Formación La Cantera (Fig. 7.13). Esto se observa en los afloramientos sobre la línea divisoria entre la quebrada Don Braulio y la quebrada localizada inmediatamente hacia el norte, la cual fue denominada Quebrada Gustavo por Peralta & Beresi (1999).

El esquema estratigráfico propuesto por Peralta (1995) donde la Formación Gualcamayo se subdivide en tres miembros (inferior, medio y superior), no fue mantenido en este trabajo de tesis debido a los marcados cambios laterales de facies observados en esta unidad. Sin embargo, el tramo inferior de la Formación Gualcamayo en los cuales se intercalan niveles pelíticos negros con niveles carbonáticos puede reconocerse en las tres secciones de estudio y correspondería al miembro inferior del citado autor. Por su parte, el miembro medio posee espesores variables en las secciones de estudio pero se reconocería por una sucesión predominantemente de pelitas negras con escasas intercalaciones de concreciones calcáreas. El miembro superior, de acuerdo a Peralta (1995), está constituido por lutitas “guijosas” laminadas que podría equipararse al último tramo de la formación (aproximadamente a los 15 m, en la quebrada de Don Braulio). Dicho autor



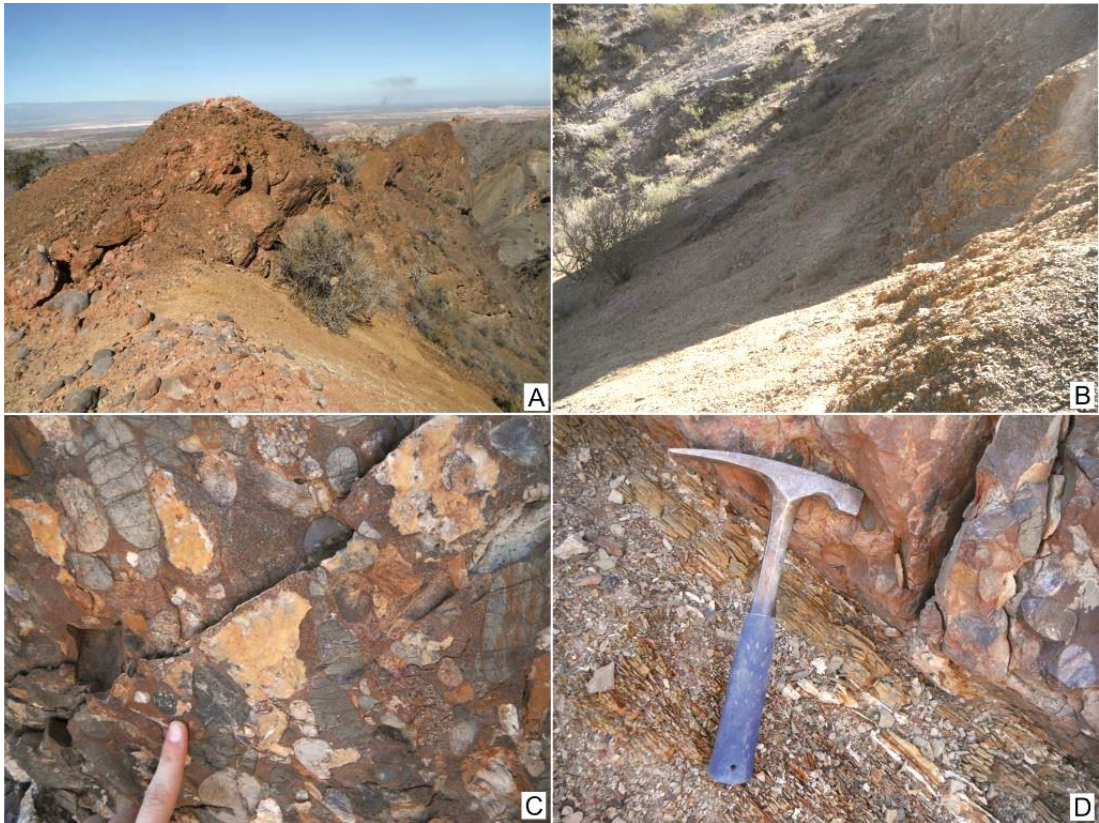
menciona además la intercalación en este tramo, de bloques y clastos dispersos, de tamaño, composición y redondeamiento variados, los cuales no fueron observados.

Cabe destacar que dicho autor registra la Zona de *P. tentaculatus* en los miembros inferior y medio de su esquema. Mientras que en el miembro superior la graptofauna está compuesta por *Glossograptus* aff. *hincksii*, *Glossograptus* sp., *Isograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Amplexograptus* sp. asignando todo el conjunto al Llanvirniano *s.l.*

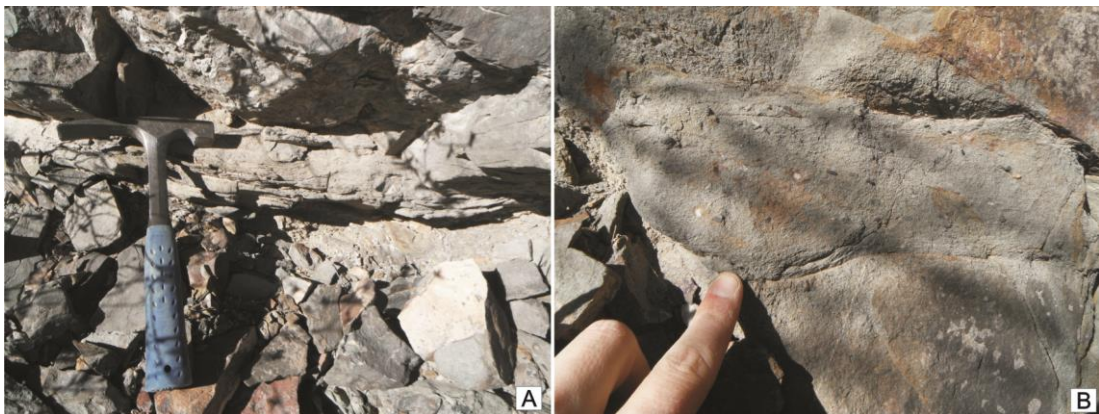
Se identificaron en esta unidad graptofaunas referidas a la Zona de *Levisograptus dentatus*, Subzona de *Arienigraptus angulatus*, a la Zona de *Holmograptus lentus* y a la Zona de *Pterograptus elegans* que refieren a una edad darriwiliana temprana alta a tardía.

En la sección QDB sur, las areniscas marcan el inicio de la depositación de la Formación La Cantera mediante un contacto erosivo. Se trata de un cuerpo lenticular compuesto por una arenisca mediana, verdosa, de 40 cm de espesor aproximadamente y con abundante fauna de gastrópodos. Similares bancos de areniscas discontinuos lateralmente, inmediatamente por debajo de los conglomerados del miembro inferior de esta unidad, fueron observados asimismo en la sección DB norte (Fig. 7.14). De estos niveles psamíticos se recuperaron conodontes de la Zona de *Pygodus serra*, Subzona *E. robustus*, que permitieron datar la base de esta unidad como darriwiliana tardía.

Sobre los bancos de areniscas yacen cuerpos conglomerádicos, los cuales presentan variaciones faciales laterales significativas, desde sectores principalmente clasto-soportados hacia otros donde predomina una matriz arenosa fina que engloba a los clastos, los cuales son de diversa composición y tamaño. Se observa en ciertos sectores, la presencia de un fanglomerado, con menor contenido de clastos y bloques inmersos en una matriz fangosa, con características de flujos densos.



**Fig 7.13.** Formación La Cantera (FLC). **A:** Vista hacia el E del miembro inferior de dicha unidad, se observa el contacto erosivo entre la FLC y el techo de la Formación Gualcamayo; **B:** niveles superiores de la Formación Gualcamayo, se observan pelitas laminadas (con alteración ocre en superficie); **C:** Conglomerado del miembro inferior de la Formación La Cantera; **D:** Detalle de los últimos niveles de pelita en contacto con el conglomerado, sección Don Braulio norte.

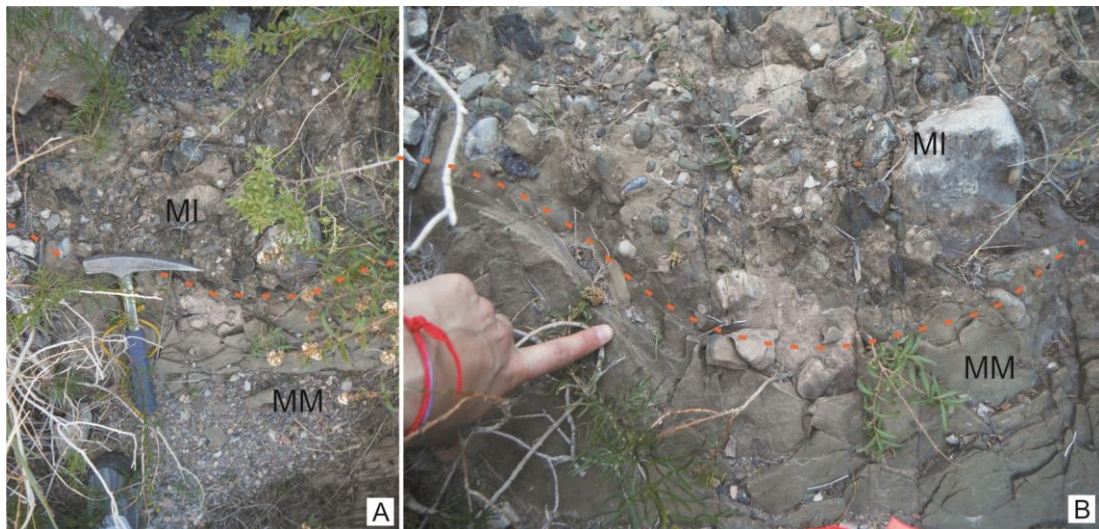


**Fig 7.14.** Formación La Cantera. **A:** Nivel de arenisca mediana en la base de la unidad. **B:** Detalle de A.

Por su parte, el miembro medio de la Formación La Cantera (Fig. 7.15) consiste en una alternancia de pelitas verdosas y cuerpos tabulares de areniscas marrones, además de conglomerados con matriz arenosa mediana a gruesa, de color ocre. Las areniscas poseen abundantes colonias de briozoos.



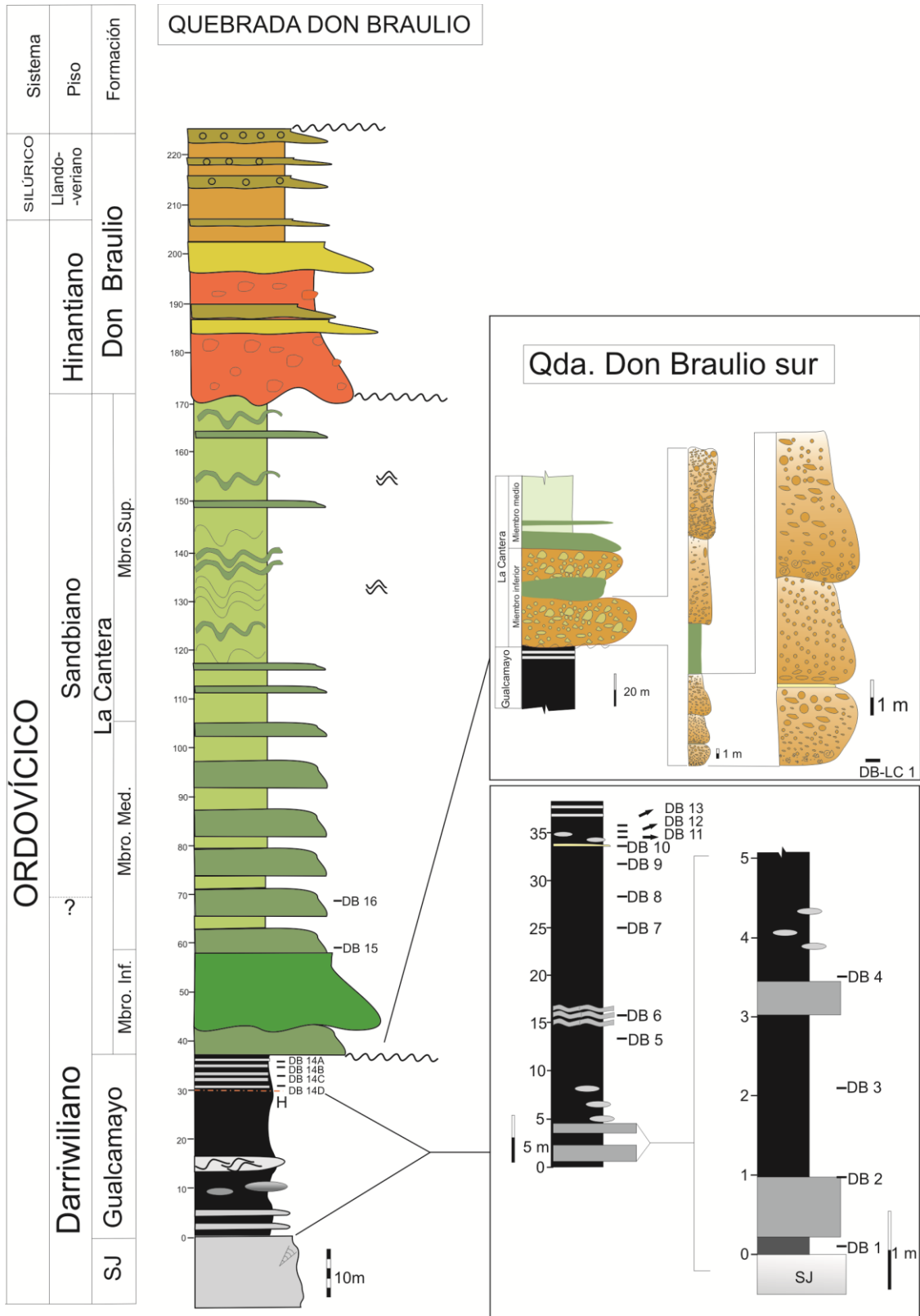
Dos asociaciones de graptolitos fueron halladas en este miembro. La primera asociación recuperada de la base del miembro medio, fue asignada a la Zona de *Hustedograptus teretiusculus* (Darriwiliano tardío). La segunda asociación proviene de una muestra ubicada 6 m por encima de la anterior, y fue referida a la Zona de *Nemagraptus gracilis* (Sandbiano temprano).

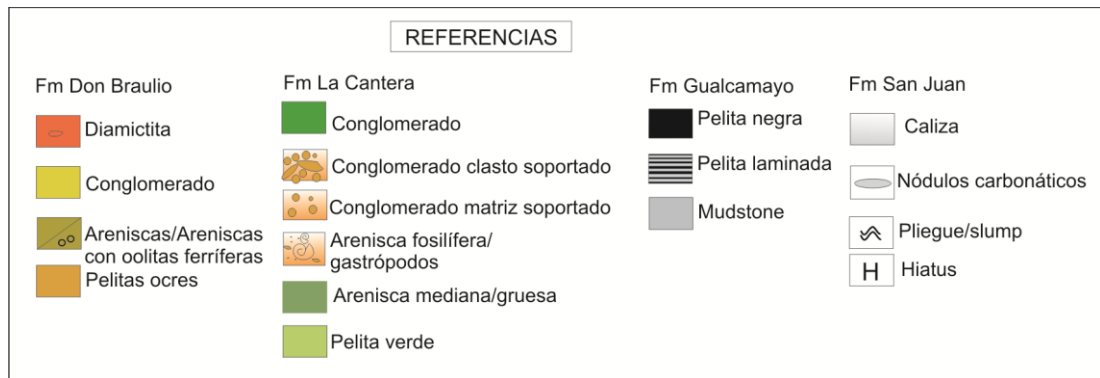


**Fig. 7.15. A- B.** Contacto entre los miembros inferior y medio de la Formación La Cantera, quebrada de Don Braulio.

El miembro superior de la Formación La Cantera de aproximadamente 60 m de espesor, es predominantemente pelítico, con bancos de arenisca subordinados y estrato decrecientes. Todo el conjunto presenta una deformación contemporánea a la sedimentación por deslizamiento gravitatorio de un conjunto de estratos (*slumps*). A pesar de la búsqueda llevada a cabo en estos estratos no se pudieron localizar fósiles. La Formación La Cantera posee en total un espesor de 138 m. El espesor medido por Peralta (1991; 1993) para esta formación es de casi 142 m, en cierta forma similar a los 138 m mencionados en esta tesis. El espesor medido para el miembro superior por dicho autor es de unos 100 m, contrastando con los 60 m mencionados en esta tesis, describiéndose los pliegues en slump (sinsedimentarios).

La Formación Don Braulio yace en discordancia erosiva sobre la Formación La Cantera. La sucesión se inicia con una sucesión de fangolitas guijarrosas, de color verdoso, en los clastos se observan evidencias glaciales. Continúan niveles de conglomerado, interpretados como resultado de un descenso del nivel del mar por la glaciación finordovícica por Peralta & Carter 1990. Por encima le siguen limolitas y



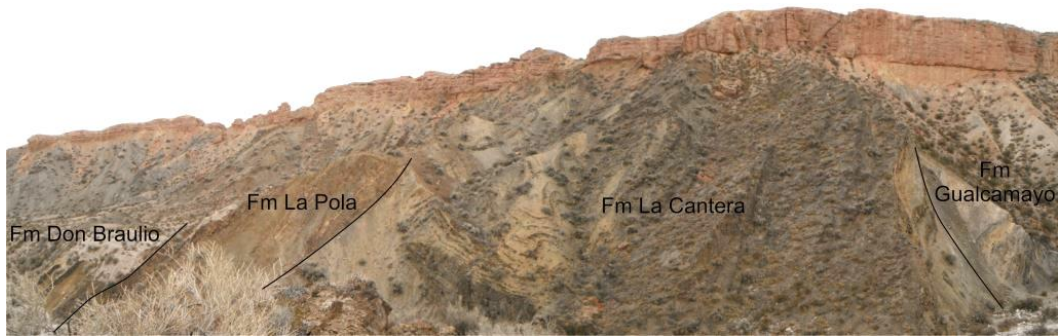


**Fig. 7.16.** Columna estratigráfica de la quebrada Don Braulio mostrando en detalle el desarrollo estratigráfico de las formaciones Gualcamayo, La Cantera y Don Braulio.

areniscas verdosas entre las que se intercalan pelitas calcáreas, pardas que poseen braquiópodos de la fauna de *Hirnantia* (Benedetto, 1985; 1986), trilobites (Baldis & Blasco, 1975) y restos de “*Glyptograptus*” *persculptus* (Peralta & Baldis, 1990). Continúan niveles de fangolitas ocreas amarillentas, que incluirían el límite Ordovícico-Silúrico. Finalmente el último tramo de esta unidad está conformado por las areniscas con oolitas ferruginosas pardo-rojizas, con intercalaciones pelíticas. Se mencionaron graptolitos de la Zona de *Atavograptus atavus* indicando una edad llandoверiana temprana (Peralta, 1993a). La colección de graptolitos obtenida en esta formación durante el desarrollo del presente trabajo es escasa y está conformada por restos pobremente preservados de tubarios de axonóforos.

### 7.1.3- Quebrada de La Pola (31°13'7.60"S; 68°29'32.01"O)

En la quebrada de La Pola (Fig. 7.17; 7.26) los últimos 5 metros de la Formación San Juan están constituidos por bancos de calizas nodulares, de color gris claro de 0,30 m a 0,60 m de espesor. Se observa la presencia de niveles con *chert*. Le sigue por encima un nivel de *grainstone* el cual presenta nódulos que varían desde menos de 1 cm hasta 5 cm de diámetro, aproximadamente. La sucesión continúa con niveles de caliza nodular, de color ocre de 3 m de espesor, que presenta intercalaciones de bentonita potásica (Fig. 7.18).



**Fig. 7.17.** Vista general de la quebrada de La Pola donde se distinguen las unidades formacionales aflorantes.

En ciertos sectores el perfil se encuentra parcialmente cubierto por vegetación y bloques neógenos. Luego de 3 m cubiertos, continúan calizas nodulares con intensa deformación de aproximadamente 2 m de espesor. Sobre los planos de estratificación de las calizas nodulares se observaron finas láminas de pelita de color verde claro donde se hallaron preservados abundantes gastrópodos.

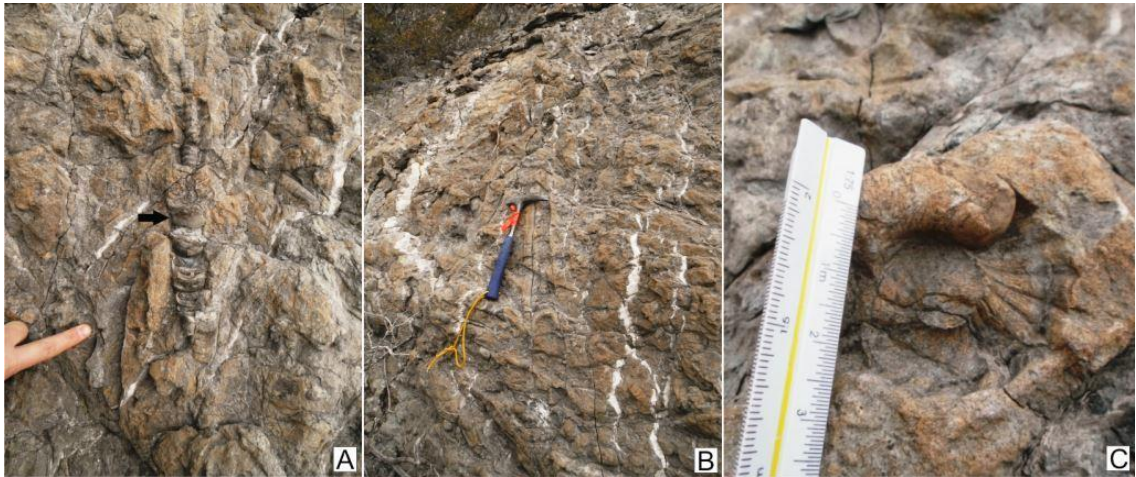
A partir de este punto comienza a observarse en la sección, una serie de niveles pelíticos de coloración verdosa de un espesor de 5 cm, intercalados entre los bancos de caliza. Éstos últimos alcanzan los 10 cm a 15 cm y poseen abundante óxido de hierro. El conjunto se encuentra intensamente deformado.

En los siguientes 3 m del perfil los niveles de caliza se presentan intensamente plegados y parcialmente cubierto por bloques neógenos. A continuación aflora un banco de *grainstone* de 60 cm de espesor, donde se observaron varios ejemplares de nautiloideos, algunos de *ca.* 20 cm de longitud. La superficie de dicho banco presenta una pátina verdosa y superficie irregular, con abundante bioturbación (Fig. 7.19).



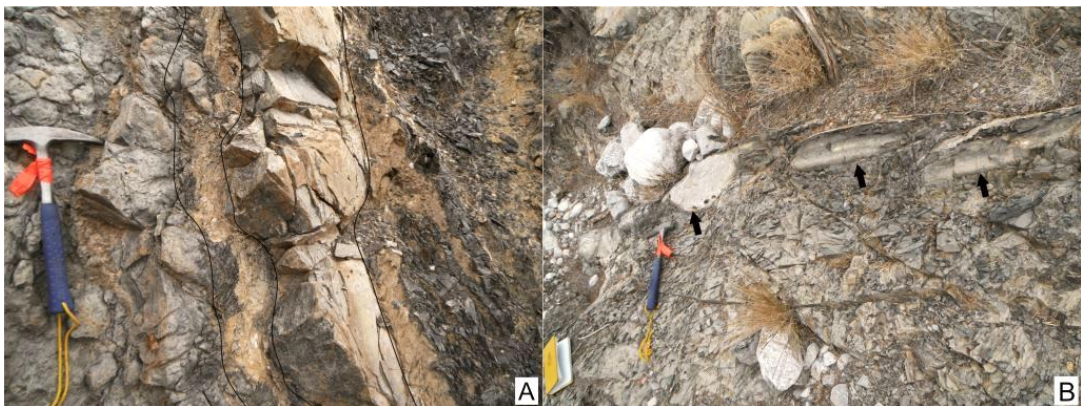
**Fig. 7.18.** A-Calizas nodulares en los últimos metros de la Formación San Juan. B-Intercalaciones de bentonita potásica.





**Fig 7.19.** Techo de la Formación San Juan, con macrofauna, A-B- nautiloideos ortocerátidos, C-nautiloideo plano-espiralado, se le observan las cámaras.

En el contacto transicional entre la Formación San Juan y la Formación Gualcamayo observado en este perfil, afloran aproximadamente 3 m los cuales corresponden a la denominada *transfacies* (de Baldis & Beresi, 1981), la cual incluye niveles de calizas y abundantes nódulos carbonáticos inmersos en las pelitas negras (Fig. 7.20). En este intervalo, que sería equivalente al miembro inferior descrito por Peralta (1991; 1993a-b; 1995), se hallaron graptolitos referidos a las zonas de *Levisograptus dentatus* y *Holmograptus lentus*.



**Fig. 7.20.** A, B- Base de la Formación Gualcamayo (*transfacies*) se observan niveles de caliza intercalados entre las pelitas y presencia de nódulos carbonáticos.

Un conjunto de estratos de pelitas grises deformados y silicificados aflora en los siguientes 4,5 m. En los mismos no se hallaron graptolitos ni fósiles asociados (muestra LP -A).



Por encima de estos niveles se localiza un paquete de pelita negra de *ca.* 4 m de espesor, que hacia el techo incluye nódulos carbonáticos de hasta 50 cm de longitud (Fig. 7.21), con abundante presencia de colonias de graptolitos los cuales fueron asignados a la Zona de *Holmograptus spinosus* (Kaufmann & Ortega, 2016).



**Fig. 7.21.** Sucesión de pelitas negras (con nódulos carbonáticos) y verde grisáceas de los niveles superiores de la Formación Gualcamayo, H: hiatus.

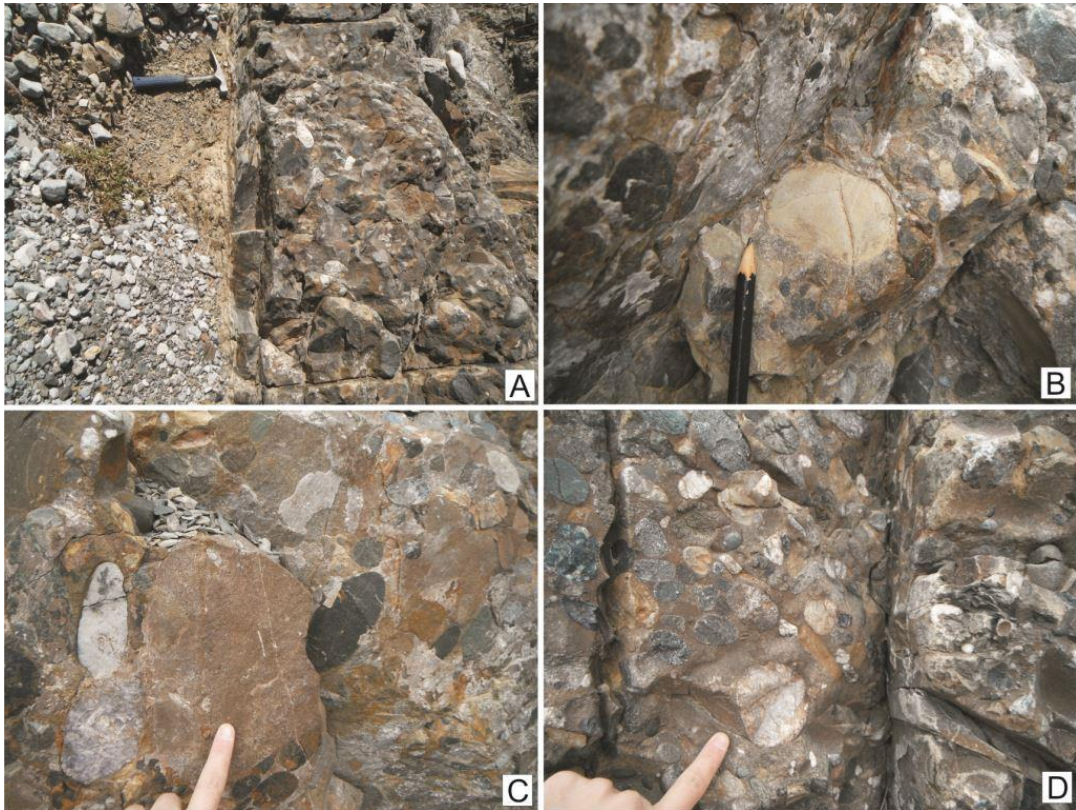
La sucesión de pelitas negras con nódulos es sucedida en paraconcordancia por pelitas verdes grisáceas de *ca.* 6 m de espesor (Fig. 7.21). De acuerdo a Heredia *et al.* (2014) este contacto está definido por una superficie costrificada de color ocre. Las pelitas verde grisáceas se extienden hasta los conglomerados basales de la Formación La Cantera. Las mismas son portadoras de graptolitos de la Zona de *P. elegans* del Darriwiliano tardío (Kaufmann & Ortega 2017). El espesor de la Formación Gualcamayo medido en el perfil realizado alcanza *ca.* 20 m. Sin embargo, es posible que el espesor real alcanzado por esta unidad sea mayor, considerando la deformación que afecta a toda la sucesión pelítica.

Heredia *et al.* (2014) refieren estos estratos de pelitas verde grisáceas a la base de la Formación La Cantera. Sin embargo, en este trabajo de tesis se considera el

reordenamiento establecido por Baldis *et al.* (1982) para dicha unidad en este sector de la Precordillera, en el cual se considera que la depositación se inicia con las psefitas, mediando una superficie de erosión y siguiendo el esquema estratigráfico propuesto por Peralta (1993a, b; 1995) donde los depósitos de la Formación La Cantera comienzan con las facies de areniscas guijarrosas y conglomerados.

En otras secciones de la sierra de Villicum (*e.g.* quebradas Cecilia y Don Braulio) faunas correspondientes a la Zona de *P. elegans* se localizan en pelitas gris oscuras, laminadas inmediatamente por debajo de niveles de areniscas con las cuales se inicia miembro inferior de la Formación La Cantera. Estos estratos serían correlacionables con las pelitas verde grisáceas presentes en la quebrada de La Pola, si bien, podrían representar niveles más bajos dentro de la sucesión.

A la sucesión pelítica mencionada antes, le siguen al menos tres niveles de conglomerados que indican el inicio de la Formación La Cantera (Fig. 7.22), los cuales poseen desde 1,5 a 5 m de espesor máximo y se encuentran intercalados con pelitas verdes. Algunos mantienen una potencia constante a lo largo de su extensión pero la mayoría son discontinuos lateralmente. Los conglomerados poseen en la base una matriz arenosa la cual contiene clastos de diversa composición y tamaño, gradualmente pasan a un conglomerado clasto soportado, siendo los clastos sub-redondeados y de un tamaño entre 1 cm a 15 cm. Los clastos presentan una composición variable. El miembro inferior de esta unidad posee 30 m de espesor aproximado.

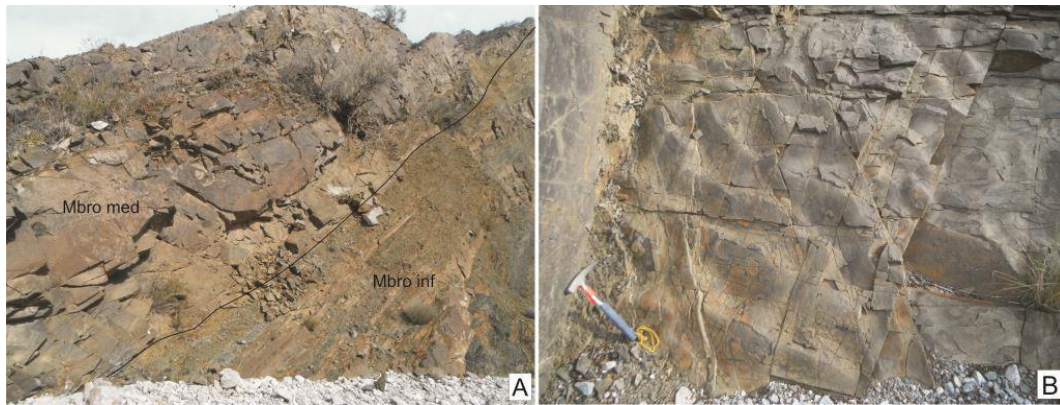


**Fig. 7.22:** Miembro inferior de la Formación La Cantera. **A:** Niveles pelíticos basales en contacto con los conglomerados del miembro inferior. **B, C y D:** Variaciones litofaciales de los conglomerados y tamaño de los clastos y bloques, quebrada de La Pola.

El miembro medio de la Formación La Cantera (Fig.7.23) posee 40 m de espesor aproximado y comienza con un banco de areniscas medias, masivas de color pardo y base neta, seguidas por bancos de pelitas verdes de espesores variables (1-3 m).

El siguiente nivel de arenisca posee unos 6 m de potencia y está separado del próximo banco de arenisca por una delgada capa de pelita verde de 0,30 m de espesor. Este último banco de arenisca posee aproximadamente 20 m de espesor y color pardo a verde claro, con alteraciones ocreas debido a la presencia de óxidos de hierro, tanto en pátinas sobre la roca, como en pequeños nódulos. En su techo se observa un plano con desarrollo de óndulas.





**Fig. 7.23.** A- Contacto entre el miembro inferior y medio de la Formación La Cantera. B- Ondulitas en niveles de areniscas en el miembro medio. Quebrada de La Pola.

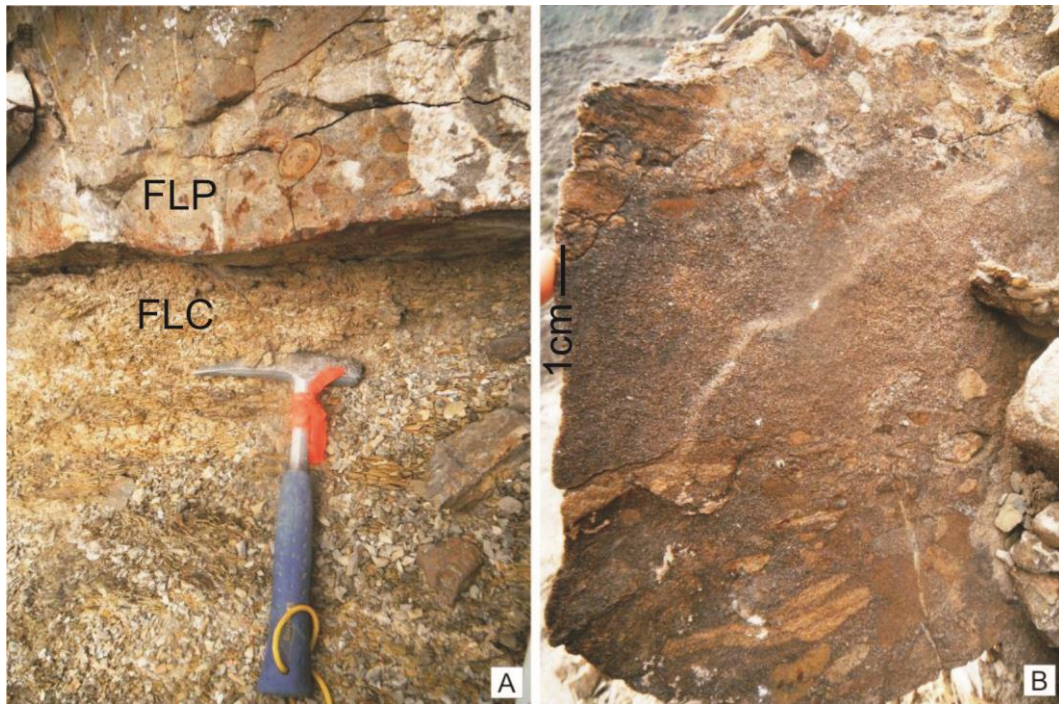
El miembro superior de la Formación La Cantera (Fig. 7.24) alcanza aproximadamente 60 m de espesor. Se observa un predominio de los niveles pelíticos en comparación con los bancos de areniscas intercalados. Al igual que en las anteriores secciones, en este miembro se observa el desarrollo de estructuras de deformación sinsedimentaria (*slumps*). La coloración de las pelitas en el miembro superior es verde-amarillenta por la alteración y las areniscas poseen un color gris-verdoso con pátinas ocres debido a la presencia de óxidos de hierro. Su granulometría varía entre fina y mediana y la potencia de los bancos queda comprendida entre 0,30 a 1 m aproximadamente. Los niveles pelíticos cuspidales del miembro superior de la Formación La Cantera se hayan en contacto erosivo con el conglomerado basal de la Formación La Pola.

En los niveles superiores del miembro superior de esta unidad se observaron estructuras de deformación *ball and pillow*. Las mismas constituyen masas redondeadas o pseudonódulos de sedimentos clásticos (arenisca) inmersos en una matriz de grano más fino (pelita) (Fig. 7.24). Estas estructuras no fueron observadas en las otras dos secciones de este estudio.



**Fig. 7.24.** Miembro superior de la Formación La Cantera (FLC). FLP: Formación La Pola. Las flechas negras señalan las estructuras *ball and pillow* observadas.

Los depósitos correspondientes a la Formación La Pola (Fig. 7.25) únicamente afloran en esta sección. Consisten en conglomerados color pardo en los cuales intercalan niveles de areniscas bioclásticas y calcáreas de color pardo a marrón claro con abundante contenido de cuarzo además de niveles pelíticos verdosos. Posee 40 m de espesor aproximado, en comparación con los 47,35 m mencionados por Astini (2001), y aflora en ambas márgenes de la quebrada de La Pola (norte y sur). La macrofauna observada en esta unidad incluye briozoos, gastrópodos artejos de crinoideos y braquiópodos, estos últimos descritos como autóctonos por Benedetto (2003). Se recuperaron numerosos conodontes de los niveles de areniscas bioclásticas de esta formación, referidos a la Zona de *Amorphognathus tvaerensis* (Sandbiano), así como también placas de peces placodermos (género *Sacabambaspis*).



**Fig 7.25.** A-Contacto entre las formaciones La Cantera (FLC) y La Pola (FLP). B-Detalle de los niveles basales de la Formación La Pola.

La Formación La Pola es sucedida mediante contacto erosivo por los niveles diamictíticos basales de la Formación Don Braulio que posee un espesor de 60 m aproximadamente en esta sección y, al igual que en su sección tipo, está compuesta, por depósitos glacimarininos del Ordovícico Superior (Hirnantiano) al Silúrico (Llandoveryano). Astini (2001b) observa una suave angularidad entre las formaciones La Pola y Don Braulio, la que determinaría un acuñaamiento estratigráfico de la primera hacia el norte. Así, según el mencionado autor la Formación Don Braulio se apoyaría sobre términos sucesivamente más antiguos de la Formación La Pola.



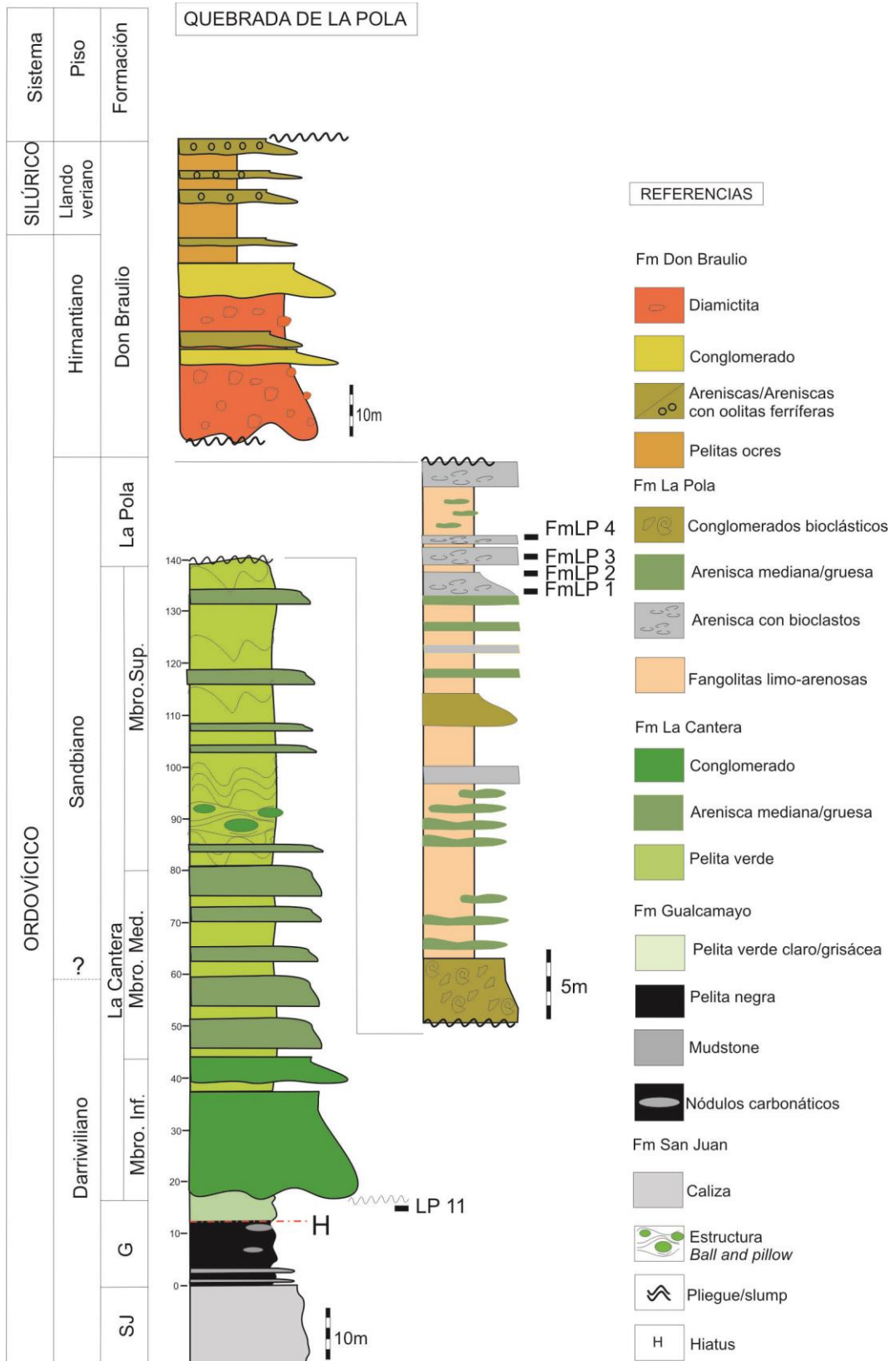


Fig. 7.26. Columna estratigráfica de la quebrada de La Pola.



## 7.2-Consideraciones paleoambientales sobre la Formación Gualcamayo

La Formación Gualcamayo fue considerada como una sucesión transgresiva en un ambiente de plataforma distal (Baldis & Beresi, 1981, Beresi, 1990). Se ha propuesto que el cambio de facies presente entre las formaciones San Juan y Gualcamayo ocurre debido a una inundación en el límite Arenigiano-Llanvirniano (Darriwiliano) (Astini, 1994; Astini *et al.*, 1988; Beresi, 1990; González Bonorino, 1991; Carrera & Astini, 1998). Astini *et al.* (1995) relaciona la inundación con un efecto combinado de la historia geodinámica de la cuenca (efecto local) y un evento de anoxia global (ascenso eustático) registrado a partir del Llanvirniano. En el norte de la Precordillera, área de los ríos Guandacol y Gualcamayo, este evento de inundación se inicia en el Dapingiano, como fuera indicado por el registro de faunas de graptolitos y conodontes (Ortega *et al.*, 1985, 1993, 1995; Ortega & Albanesi, 1999; Albanesi *et al.*, 1999).

Las pelitas negras de la tectofacies oriental de la Precordillera se desarrollaron en cuencas epicontinentales restringidas y separadas por umbrales, responsables del diacronismo de la transición con mayor espesor en depocentros subsidentes (Astini, 1992). De acuerdo a este autor, la restricción espacial de las pelitas negras en el borde oriental de la Precordillera se debe a una subsidencia progresiva causada por sobrecarga litosférica desde el este a partir del Arenigiano. El autor sostiene además que en las fases más avanzadas del desarrollo (durante el Llanvirniano) se habrían conjugado efectos eustáticos con efectos tectónicos durante la depositación de las pelitas negras.

Por su parte, Heredia & Beresi (1996) identificaron tres secciones condensadas (sucesiones marinas depositadas bajo condiciones anóxicas) en el Ordovícico de la Precordillera, explicando que la depositación de las facies de pelitas negras sería el resultado de procesos de decantación, en ambientes restringidos con baja concentración de oxígeno disuelto, durante eventos transgresivos (TST).

En la sierra de Villicum el evento transgresivo se inicia en el Ordovícico Medio y está representado por la sucesión de pelitas negras y niveles carbonáticos de la base de la Formación Gualcamayo, donde Peralta (1993 a, 1995) reconoce la Zona de P.

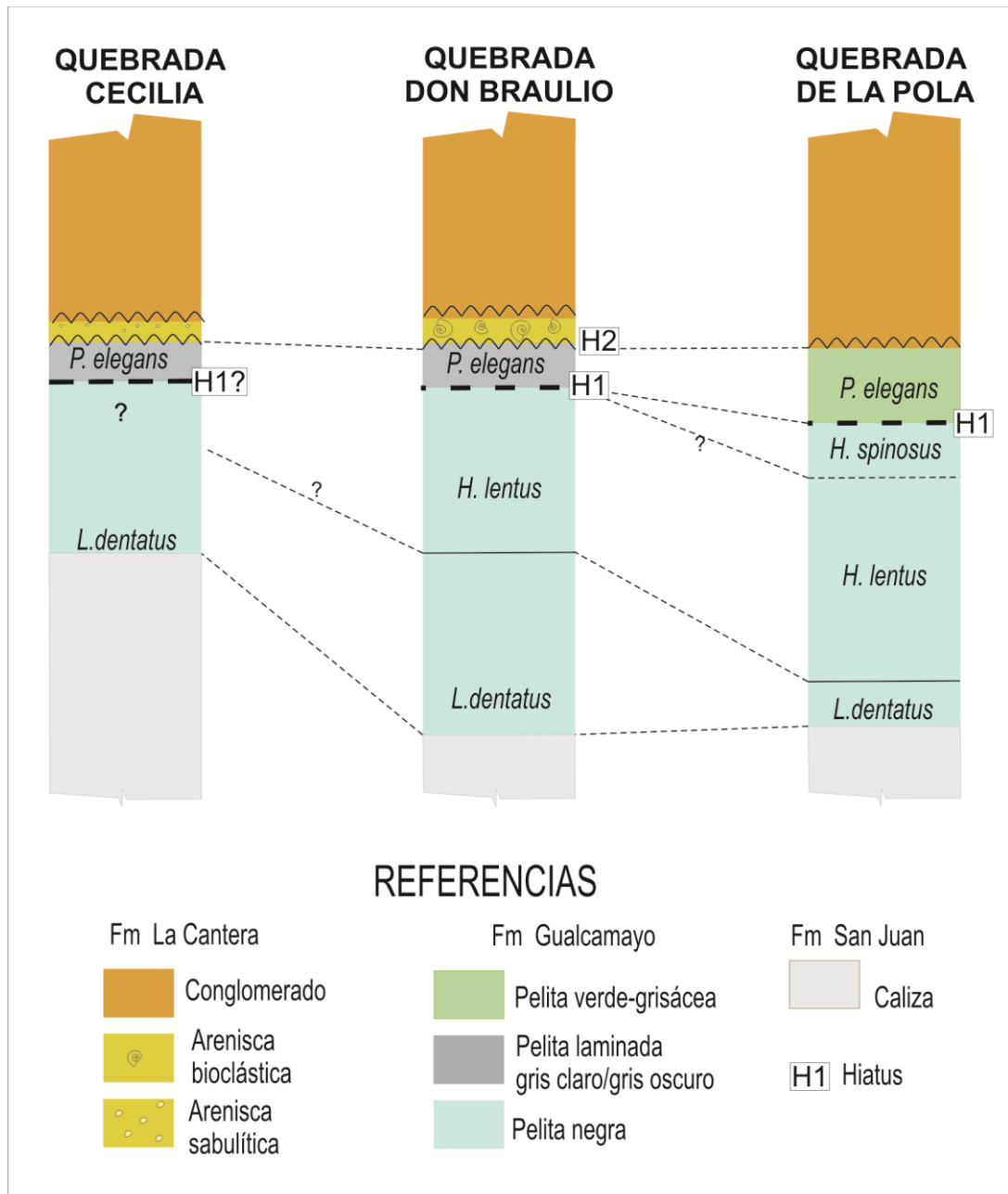
*tentaculatus* y posteriormente Mestre (2014) registra la Zona de conodontes *Y. crassus*. En el presente trabajo se identifica la Zona de *L. dentatus* (Subzona de *A. angulatus*) en dichos niveles, en la quebrada Don Braulio, que sería correlativa con esta biozona de conodontes, acotándose su edad al Darriwiliano medio bajo. La presencia de abundantes restos de trilobites en los estratos basales de esta sucesión (e.g., Baldis & González, 1986; Peralta, 1993 a) es reemplazada rápidamente por asociaciones de graptolitos de los biotopos epipelágicos y de aguas profundas, presentes principalmente en las pelitas negras. En asociación con la graptofauna se reconocen restos de filocáridos y braquiópodos quitinofosfáticos subordinados. Los niveles carbonáticos son portadores de una fauna compuesta por conodontes, trilobites, esponjas, braquiópodos articulados y quitinofosfáticos y nautiloideos (ortocerátidos). El ambiente de depositación del miembro inferior sugiere una plataforma distal con aporte carbonático limitado y condiciones parcialmente euxínicas. Ciertos grupos de graptolitos como los glossograptidos e isograptidos indican ambientes profundos para las rocas que los contienen. Cuando cesa la depositación de carbonatos la sucesión continúa con pelitas negras a grises oscuras sugiriendo un nivel de mar alto, donde sólo se reconocen faunas pelágicas representadas por graptolitos (Zona de *H. lentus*) y en menor proporción por filocáridos y braquiópodos quitinofosfáticos (obólidos).

En la contribución de Torres (2016) se considera un ambiente de depositación relativamente somero para la sucesión pelítica desarrollada por encima de la Formación San Juan, considerando el aporte de silicoclásticos finos que produjeron el cierre de la fábrica carbonática en un ambiente de plataforma media proximal. La citada autora fundamenta esto en su estudio de litofacies y microfacies realizado en los estratos cuspidales de la Formación San Juan y la sucesión de calizas y pelitas negras de la base de la Formación Gualcamayo. Este ambiente difiere sustancialmente con el indicado por las faunas de graptolitos que corresponden a asociaciones de aguas profundas. Los graptolitos pertenecen a la biofacies de isograptidos (Fortey & Cocks, 1986; Cooper *et al.*, 1991) representada por isograptidos y glossograptidos, formas frecuentes en la parte inferior de la Formación Gualcamayo, en asociación con una abundante fauna epipelágica. Asimismo, la fauna de trilobites documentada para estos niveles por Baldis & Beresi (1981) y Baldis *et al.* (1984) (entre otros) incluye asociaciones pertenecientes a las biofacies

de trilobites de Comunidad Nileidica a Olénica (según el esquema de Fortey, 1985) referidas a ambientes de plataforma externa a talud.

La depositación de las pelitas laminadas con capas alternantes de colores gris claro y gris oscuro hacia el techo de la Formación Gualcamayo (quebradas Cecilia y Don Braulio) podría estar condicionada, entre otros aspectos, por factores estacionales que generaron elevada proliferación de fitoplancton, por bajas tasas de sedimentación que produjeron amalgamación de eventos anuales, separados por láminas oscuras arcillosas ricas en materia orgánica rápidamente sepultadas, o por la presencia de matas de bacterias sulfo-oxidantes que colonizaron periódicamente la interfase agua-sedimento (e.g., Robertson, 1984; Dean & Arthur, 1989; Williams & Reimers, 1983; Arthur & Sageman, 1994, 2005; Sageman, 1991 y bibliografía citada). Dicha sucesión sugiere el inicio de una etapa de somerización de la cuenca que en la quebrada de La Pola está representada por pelitas verde-grisáceas que evidenciarían un ambiente ligeramente más somero y oxigenado. En las tres secciones estos niveles contienen graptolitos de la Zona de *P. elegans* y conodontes en plano de estratificación de la Zona de *E. suecicus* (Subzona de *P. anitae*) corroborando su edad darriwiliana tardía.

Como se muestra en la Fig. 7.27 en las quebradas Cecilia y Don Braulio la graptofauna permite identificar un hiatus ubicado entre la sucesión de pelitas con asociaciones de la Zona de *H. lentus* y las pelitas laminadas cuspidales con fauna de la Zona de *P. elegans*. Este hiatus (H1) comprende las zonas *H. spinosus* y *N. fasciculatus* en la quebrada Don Braulio. Asimismo, en la quebrada de La Pola este hiatus se reconoce entre las pelitas negras con fauna de la Zona de *H. spinosus* (Kaufmann & Ortega, 2016) y las pelitas verde-grisáceas con graptolitos de la Zona de *P. elegans* (Kaufmann & Ortega, 2017), abarcando la Zona de *N. fasciculatus*.



**Fig. 7.27** Esquema de distribución de las facies de la sucesión darriwiliana en las secciones estudiadas y sus variaciones laterales de norte a sur. H1 y H2: hiatus. Los espesores son aparentes en las tres secciones.

La relación entre estos niveles cuspidales de la Formación Gualcamayo en las secciones estudiadas no es clara. Así, las pelitas laminadas podrían no estar presentes en la quebrada de La Pola por efecto del hiatus (H1) o corresponder a una variación lateral de facies representada por las pelitas verde-grisáceas de la quebrada de La Pola.

La ausencia de la Zona de *H. spinosus* en la quebrada Don Braulio podría obedecer a problemas de muestreo o a la intensa deformación observada en esta sección. La

Zona de *N. fasciculatus* del este de Norteamérica y China (*e.g.*, Maletz, 2009, Chen *et al.*, 2006) no ha sido hallada en la Precordillera argentina hasta el presente.

La presencia de este hiatus dentro del Darriwiliano medio ha sido documentada en la Formación Los Azules entre los miembros inferior y medio (Ortega, 1987). Una explicación para la ausencia de faunas equivalentes a la Zona de *Diplograptus decoratus* de Australasia o la Zona de *N. fasciculatus* de Escandinavia y Norteamérica fue dada por Brussa *et al.* (2003) y Ortega *et al.* (2007), quienes indican que este hiatus podría estar vinculado a un nivel de mar alto que produjo una secuencia condensada ("sediment starvation") en facies distales.

Sobre la Formación Gualcamayo yacen mediante una discordancia erosiva los depósitos psamíticos y psefíticos de la Formación La Cantera. En la quebrada Don Braulio, las areniscas basales de esta unidad contienen conodontes de la Zona de *P. serra* (Subzona de *E. robustus*) del Darriwiliano tardío, equivalentes a la parte inferior de la Zona de *H. teretiusculus*. En este caso se identificó un segundo hiatus (H2) debido a la ausencia de las subzonas inferiores de la Zona *P. serra*: *E. foliaceus* y *E. reclinatus* el cual podría obedecer a efectos erosivos dentro de la cuenca.

## 8- Paleontología

### 8.1-Graptolitos

#### 8.1.1-Generalidades del grupo

Los graptolitos se incluyen dentro del Phylum Hemichordata y su biocron se extiende desde Cámbrico medio (Serie 2) hasta la actualidad. Dicho Phylum agrupa además a deuterostomados marinos, vermiformes o coloniales. El grupo se caracteriza por poseer el cuerpo segmentado en tres partes, el protosoma o probóscide (la cual posee glándulas que producen o segregan una mucosidad), el mesosoma o collar y el metasoma o tronco, poseen hendiduras branquiales y un pequeño cordón nervioso dorsal que no es homólogo con la notocorda de los cordados. Dentro de los hemicordados se encuentran los enteropneustos (también llamados gusanos bellota) y los pterobranquios.

El nombre “graptolito” proviene del griego *graptós* (γραπτός)= escrito y *lithos*= piedra debido al aspecto más habitual que presentan estos fósiles y su parecido a dibujos o escritos en las rocas.

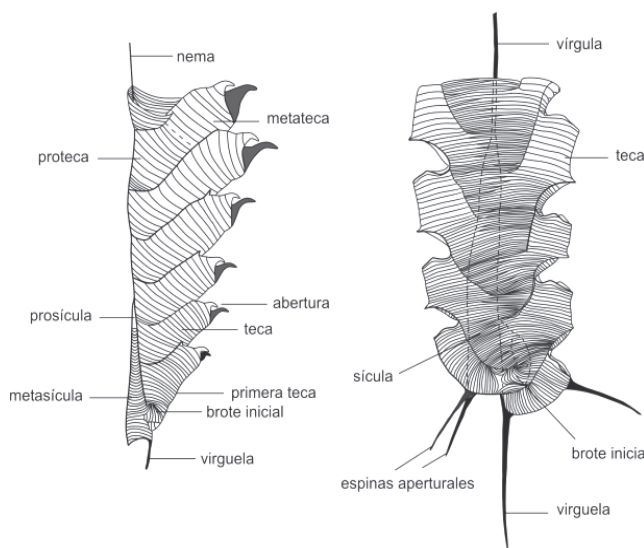
En general, los graptolitos se preservaron como moldes mineralizados o como películas carbonosas en los planos de estratificación de rocas clásticas finas, pelitas principalmente. Mitchell *et al.* (2013) reintrodujeron el término "tubario" en reemplazo de "rabdosoma" para identificar la colonia de los pterobranquios extinguidos y vivientes (ver Maletz *et al.*, 2014), criterio que es seguido en el presente trabajo.

El tubario de los graptolitos conserva en algunos casos su relieve original. Esto ocurre en las etapas diagenéticas tempranas donde hay precipitación de pirita mediante bacterias sulforreductoras. Cada fósil originalmente tuvo un cierto volumen y una composición orgánica. El tubario está formado por dos tejidos de composición escleroproteica, uno interno o fuselar y otro externo o cortical. El tejido fuselar tiene una textura esponjosa y pequeñas fibrillas orientadas aleatoriamente (Fig.8.1). Este tejido es el responsable del crecimiento de la colonia y está compuesto por anillos

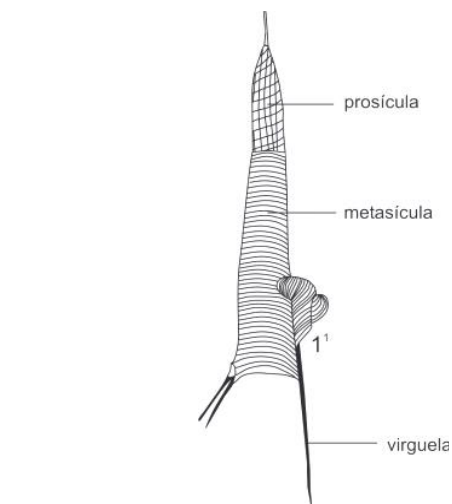


formados por dos segmentos semicirculares o fúsulas, soldadas oblicuamente en sus extremos, dando una sutura en zig-zag, visible en las caras dorsal y ventral de la colonia. El tejido cortical está formado por haces superpuestos de fibras gruesas, adosados al tejido fuselar como en una especie de parches.

La morfología de las colonias puede variar ampliamente según el número y disposición de sus ramas o estipes. Además, éstos organismos podían tener un hábito de vida tanto bentónico como planctónico. Cada estipe de la colonia esta conformado por tecas las cuales eran producidas por los zooides que las habitaban, mediante una secreción de una glándula ubicada en la región cefálica de los mismos.



**Fig. 8.1.** Estructura del tubario de los graptoloideos y sus principales características morfológicas. A la izquierda una colonia uniseriada y a la derecha una biseriada, tomado de Camacho & Longobucco (2007).

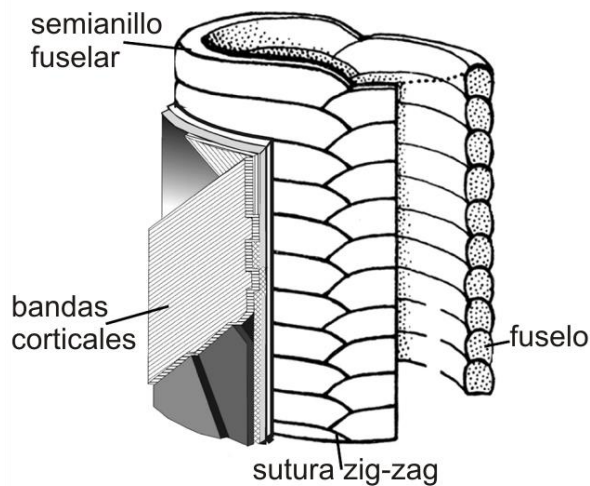


**Fig. 8.2.** Sícula y primera teca (t<sup>1</sup>) de un graptolito planctónico mostrando sus principales características, tomado de Camacho & Longobucco (2007).

Los graptolitos con modo de vida bentónico eran colonias con morfologías cónicas, arbustivas o de abanico. Los más primitivos tenían formas cónicas, campaniformes o radiadas y los más evolucionados se simplificaron a un solo estipe recto o curvo.

Los taxones pertenecientes al Orden Dendroidea eran bentónicos y tuvieron su aparición en el Cámbrico medio (Serie 2), extendiendo su registro geológico hasta el Carbonífero, Mississipiano (Serpulkhovian).

La sícula o teca inicial de la colonia (Fig. 8.2) es diferente en los organismos bentónicos y planctónicos. En el caso de los bentónicos, la sícula es cilíndrica y con un disco basal de adherencia o un sistema de raíces para adherirse al sustrato. En ella se puede distinguir un sector basal, la prosícula y uno distal, la metasícula. La prosícula era el habitáculo de la larva y la metasícula poseía sutura en zig-zag (Fig. 8.3).



**Fig. 8.3.** Estructura del tubario de los graptolitos, tomado de Maletz (2014a).

En el caso de los graptolitos planctónicos la sícula es de morfología cónica. Ésta posee un alargamiento apical o cauda, que se encuentra separado del resto de la estructura por una membrana (diafragma), la cual desaparece al completarse el crecimiento de la metasícula. El vértice de la sícula se orientaba hacia arriba y la cauda se prolongaba en una estructura hueca y flexible llamada nema, quedando su apertura hacia abajo.

La parte de la colonia ubicada cerca de la sícula se denomina extremo proximal mientras que la más alejada, extremo distal. Para el caso de los organismos que tenían hábitat bentónico y aquellos planctónicos más primitivos la brotación de la colonia se desarrollaba mediante tríadas tecaes, ya que estas colonias tienen tres tipos morfológicos diferentes de tecas: biteca, metateca y estoloteca, las cuales eran ocupadas por zooides diferenciados sexual o funcionalmente y por el estolón,

respectivamente. En contribuciones más recientes (*e.g.* Maletz, 2014a) sólo se considera como verdaderas tecas a las autotecas y bitecas, ya que se cree que el estolón no ocuparía una verdadera teca. Los tubarios son cónicos o arborescentes, de ramificación compleja con estipes unidos por disepimentos o por procesos de anastomosis, en algunos géneros.

En el Ordovícico Inferior (Tremadociano) surgieron las colonias planctónicas pertenecientes a la Subclase Graptolithina, representadas por la familia Anisograptidae. Estas colonias desarrollaron una estructura en forma de filamento o varilla que se desarrolla desde el ápice sicular y que estaría vinculada con la adaptación a la vida holoplanctónica del grupo.

Para los graptoloideos más evolucionados ya no se diferencian autotecas y bitecas, existiendo sólo un tipo de teca. Se considera que el estolón blando recorría las regiones iniciales de las tecas y se extendería a lo largo del llamado canal común, adyacente al margen dorsal interno del estipe, en las colonias ramosas.

Las tecas de los graptolitos tienen morfologías variables, pueden ser rectas o curvadas (sigmoides, geniculadas, plegadas, lobadas, globosas). Además, pueden presentarse solapadas entre ellas lo cual se verifica mediante los septos intectecales. Además, la orientación de las aperturas tecales puede ser diferente, presentándose así morfologías extrovertidas e introvertidas. En los graptoloideos más evolucionados, el nema se prolonga en una varilla rígida denominada vírgula que refuerza y guía el crecimiento de la colonia. La vírgula se encuentra en posición dorsal en los uniseriados y en el centro en los biseriados.

En algunas colonias la apertura de la sícula puede generar un dentículo obtuso que se denomina rutelo, también se pueden observar crecimientos distales en forma tubular los cuales constituyen la parasícula o desarrollar una espina ventral llamada virguela, además de espinas dorsales.

Durante la evolución de los graptolitos las colonias perfeccionaron sus mecanismos de flotabilidad y autopropulsión, y simplificaron su estructura y redujeron el número de individuos. El polimorfismo tecal característico de los dendroideos (autotecas y bitecas) desapareció, y el número de estipes disminuyó progresivamente hasta quedar reducido a uno solo (uniseriados). Dependiendo de la cantidad de hileras de tecas existen colonias monoseriadas (una sola hilera de tecas) a tetraseriadas (cuatro hileras de tecas).

Los axonoforos van reemplazando a los subórdenes Sinograptina, Dichograptina y Glossograptina durante el Ordovícico Medio y Superior y decrecen gradualmente hacia el Silúrico con excepción del grupo de los retiolítidos, los cuales llegan hasta fines del Silúrico. A partir de los normalograptidos ordovícicos con tubario biseriado, evolucionaron los monograptidos uniseriados a comienzos del Silúrico, los cuales subsistieron hasta finales del Devónico Inferior, momento en el cual desaparecen todos los graptoloideos del registro fósil, más precisamente en el Emsiano.

Extinciones globales relacionadas con cambios climáticos u oceanográficos afectaron a los graptolitos en varias oportunidades (Melchin *et al.*, 1998; Chen *et al.*, 2006; Finney *et al.*, 2007). Por ejemplo, la glaciación del Ordovícico Superior afectó fuertemente al grupo además de otros eventos acaecidos durante el Silúrico. Finalmente los graptoloideos desaparecen del registro fósil en el Devónico Inferior (Emsiano). Existen variadas hipótesis acerca de las causas de extinción. Entre ellas se destaca la de algunos autores que consideraron que este grupo evolucionó a formas sin tubario (*e.g.* Kirk, 1994).

Los graptoloideos alcanzaron una importante dispersión en los mares ordovícicos por el hecho de haber adquirido un modo de vida planctónico y la distribución de los mismos atravesó periodos de notorio provincialismo faunístico, especialmente evidente en el Ordovícico Inferior y Medio, cuando se diferenciaron las provincias Pacífica (de aguas cálidas tropicales, bajas latitudes y alta diversidad) y Atlántica (de aguas frías a templadas frías, altas latitudes, asociaciones menos diversas), mediando zonas de transición en el intercambio de corrientes (formas intermedias, Báltica) (Skevington, 1974; 1976).

Aparte de la latitud, otros factores controlaron además la distribución de los graptoloideos, como la densidad del agua, su temperatura y la profundidad (Cooper *et al.*, 1991). Entre ellos la profundidad y la dinámica oceánica, son las más importantes ya que condicionan el quimismo, propiedades físicas y contenido en nutrientes de ciertas masas de agua circundantes a la plataforma. Así, los graptolitos proliferaron en aquellas áreas con mayor productividad para el fitoplancton, en especial, las relacionadas con áreas de *upwelling* (afloramiento) de aguas ricas en nutrientes, localizadas en ciertos márgenes continentales de manera estable o estacional. Mientras que en el centro de los océanos las colonias estarían ausentes (Finney & Berry, 1997).

Los graptoloideos son de gran interés geológico en el Ordovícico, Silúrico y Devónico temprano, por su amplia distribución geográfica (relacionada con el modo de vida planctónico), abundancia en el registro (fossilizan en rocas sedimentarias representativas de variados ambientes de plataforma marina, talud y fondo oceánico) y evolución rápida (duración media de las especies relativamente breve) lo que los convierte en uno de los principales fósiles guía del Paleozoico Inferior.

### **8.1.2- Clasificación de la Sublase Graptolithina (Bronn, 1849)**

La clasificación taxonómica de los graptolitos ha sido modificada a lo largo de los años desde los trabajos tempranos de Lapworth (1873, 1879, 1880), Tullberg (1883), Frech (1897) y Elles & Wood (1901-1918) entre otros, a los cuales le siguieron las publicaciones del *Treatise* de Bulman (ediciones de 1955 y 1970), además de los aportes de Cooper & Fortey (1982), Fortey & Cooper (1986), Mitchell (1987), Bates *et al.*, (2005) Mitchell *et al.* (2007), Maletz *et al.* (2009); Melchin *et al.* (2011), Štorch *et al.* (2011) los cuales brindaron mayor información tanto taxonómica como de los aspectos evolutivos del grupo. Asimismo, los trabajos realizados por Mitchell *et al.* (2013) y Maletz (2014b) también hicieron aportes acerca de la clasificación de los graptolitos y su relación con otros hemicordados vivientes. Una nueva contribución sobre la taxonomía del grupo para el Ordovícico Medio y Superior de China es la de Chen *et al.* (2016). Actualmente para realizar interpretaciones taxonómicas y establecer relaciones filogenéticas se utilizan los análisis cladísticos, aunque la realización de los mismos, se dificulta a causa del registro fósil incompleto y el hecho de que la preservación en la mayoría de las colonias no sea la óptima.

Inicialmente Linnaeus (1758) consideró que los graptolitos eran restos inorgánicos y los denominó como Género *Graptolithus*. Debido a la morfología de las colonias, se creía también que los graptolitos eran restos de plantas (Brongniart, 1828). Por su parte, Bronn (1849) consideró a los graptolitos como pertenecientes al grupo de los corales (Antozoa). Posteriormente se estableció la familia Graptolitidae (Hall, 1958; 1865; Törnquist, 1865; Nicholson, 1872) la cual incluía un número pequeño de géneros. En la actualidad, los graptolitos son considerados como un grupo de



pterobranquios hemicordados con numerosos taxones extintos y unos pocos vivientes (Mitchell *et al.*, 2010, 2013) extendiendo su biocron hasta la actualidad.

En el desarrollo de este trabajo de tesis se consideró la clasificación taxonómica propuesta por Maletz (2014b) la cual propone incluir a los graptolitos en la Subclase Graptolithina (Bronn 1849, emend. Mitchell *et al.*, 2013) la cual agrupa a todos los pterobranquios con desarrollo colonial, y brotación en serie de los zooides a partir de un sistema de estolón interconectado. En el material fósil la presencia de un sistema de estolón se infiere a partir de la interconexión de las tecas en el tubario. El género viviente *Rhabdopleura* queda incluido dentro de esta subclase (Mitchell *et al.*, 2013), al poseer cuerpo tripartito, con un par de brazos ciliados, y estar conectados al sistema de estolón durante toda su vida.

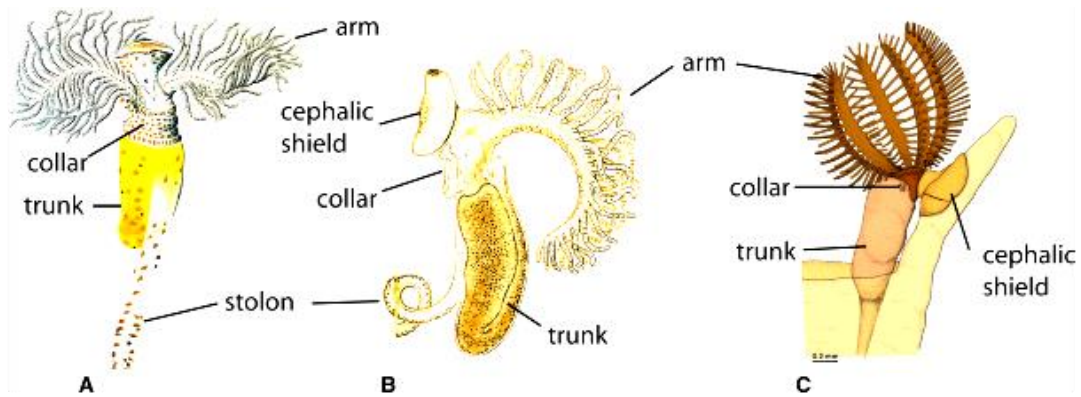
El Phylum Hemichordata (Bateson, 1885a) queda incluido dentro del superfilo de los deuterostomados, el cual abarca a aquellos animales que durante la etapa inicial de su desarrollo embrionario, forman primero el ano y en segundo lugar la boca, en contraposición con los protostomados.

Maletz (2014b) reorganiza el filum Hemicordata, y el mismo queda conformado por tres clases:

- Clase Enteropneusta Gegenbaur, 1870 (que comprende a los gusanos marinos, con cuerpo tripartito y que no producen un tubario)
- ?Clase Planctosphaeroidea van der Horst, 1936 (unidad taxonómica incierta)
- Clase Pterobranchia Lankester, 1877 (taxón monofilético con presencia de tubario de morfología variada y estilo de vida colonial o *pseudo*-colonial)

Los organismos que integran la clase Pterobranchia se caracterizan por poseer un cuerpo tripartito. La región cefálica posee glándulas que segregan una mucosidad para formar el tubario. Además, poseen un collar con un par de brazos (como *Rhabdopleura*) o varios pares (como *Cephalodiscus*). La región del tronco es corta y con un intestino en forma de U. En el género *Rhabdopleura* se observa un estolón contráctil que conecta a cada zooide, mientras que en *Cephalodiscus* el estolón es corto y está provisto de un disco de adherencia desde el cual se forman nuevos zooides, los que se separan de su zooide “madre” al alcanzar la madurez (*pseudo*-coloniales) (Maletz, 2014a) (Fig. 8.4). La estrecha relación que existe entre los graptolitos y los

pterobranchios ha sido propuesta a partir de la investigación de los tejidos que forman el tubario. Maletz (2014a) utiliza el término Pterobranchia para todos los hemichordados que secretan un tubario y utiliza el término Graptolithina para los miembros coloniales.



**Fig. 8.4** Zooides de *Rhabdopleura* (A vista dorsal y B vista lateral) y *Cephalodiscus* (C). Tomado de Maletz (2014a).

Dentro de la **Clase Pterobranchia** existen dos subclases:

- 1-Subclase Cephalodiscida Fowler, 1892
- 2-Subclase Graptolithina Bronn, 1849

La Subclase Cephalodiscida incluye a todos los pterobranquios con un estilo de vida *pseudo*-colonial, los zooides se originan asexualmente por brotación a partir de otro pero se separan al alcanzar la madurez. El tubario consiste en tubos individuales cerrados en el origen o con un tubario en común compartido por sus miembros. El sistema de estolón interconectando zooides maduros está ausente en esta subclase (Maletz, 2014b).

De acuerdo con estudios recientes (Maletz, 2014b) la Subclase Graptolithina Bronn, 1849 incluye a todos los pterobranquios coloniales: Orden Dendroidea Nicholson, 1872, Orden Graptoloidea Lapworth, 1875 y varias familias de posición sistemática incierta (Familias Rhabdopleuridae Harmer, 1905, Cysticamaridae Bulman, 1955, Wimanicrustidae Bulman, Dithcodendridae Obut, 1964, y Cyclograptidae Bulman, 1938).

Estas familias no poseen las características que definen específicamente a los Dendroidea o Graptoloidea como lo son la diferenciación tecal y el sistema de brotación de las triadas tecales.

En este estudio se considera la clasificación de Maletz (2014b) siguiendo además trabajos taxonómicos como el de Chen *et al.* (2016) para el Ordovícico Medio y Superior que introducen algunas modificaciones a nivel de familia y género.

### **8.1.3- Sistemática de Graptolitos**

En el presente trabajo se ha seguido en general la sistemática de graptolitos propuesta por Maletz (2014b) con algunas modificaciones brindadas recientemente por Chen *et al.* (2016) para algunos taxones en particular.

Los ejemplares numerados bajo la sigla INGEO PI (Paleoinvertebrados) corresponden al repositorio del Instituto de Geología Emiliano Aparicio, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. Aquellos ejemplares denominados bajo la sigla CORD-PZ corresponden a materiales pertenecientes al repositorio del Museo de Paleontología de la Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.

#### **Subclase Graptolithina (Bronn, 1849)**

#### **Orden Graptoloidea Lapworth, 1875, en Hopkinson & Lapworth (1875)**

#### ***Suborden Sinograptina Mu, 1957***

El suborden Sinograptina comprende a los graptoloideos planktónicos con tubarios multiramados o con una sola estipe, horizontales a subhorizontales; la sícula a menudo de lados paralelos sin rutelo, orientada perpendicularmente a los estipes,

desarrollo proximal isográpido, dextral o sinistral, posee una asimetría en el canal de cruce, que se pierde en formas derivadas; desarrollo tipo *artus* en taxones derivados; origen de la teca t1<sup>1</sup> en la parte media de la prosícula, pero generalmente en la parte baja de la misma, raramente en la metasícula. Las tecas poseen formas variadas desde dichograptidas con un gradual ensanchamiento a formas con una distintiva diferenciación entre la proteca y la metateca; son comunes los pliegues protecales, labios aperturales laterales, rutelo y espinas; los fuselos están reducidos y en algunos casos ausentes en algunas familias (Abrogaptidae). Ordovícico Inferior (Tremadociano superior, Zona de *Sagenograptus murrayi*) - Ordovícico Superior (Sandbiano, Zona de *Climacograptus bicornis*), distribución global.

### • **Familia Sigmagraptidae Cooper & Fortey 1982**

En general son colonias multiramadas a colonias de una estipe, tubarios reclinados a horizontales y pendientes; colonias birradiadas con estipes de primer orden asimétricamente dispuestas; sícula y prosículas de lados aproximadamente paralelos; desarrollo proximal isográpido, dextral o sinistral, o de tipo *artus* en taxones derivados; el origen de la primera teca se da en la prosícula en taxones primitivos y en la parte baja de la prosícula en taxones más jóvenes; los canales de cruce son más delgados que en Dichograptina; las tecas son simples o poseen complejas y elaboradas aperturas, son en general delgadas y elongadas. Ordovícico Inferior (Tremadociano tardío, Zona de *Sagenograptus murrayi*) – Ordovícico Superior (Sandbiano, Zona de *Nemagraptus gracilis*): distribución global (Maletz *et al.*, 2018a)

**Género *Etagraptus*** Ruedemann, 1904, *emend.*

Especie tipo: *Etagraptus lentus* Ruedemann (1904).

Diagnosis (Maletz, *et al.* 2018a): “*Etagraptus* Ruedemann, 1904, p. 644: *Four-stiped to multiramous horizontal sigmagraptines with simple thecae and low thecal inclination; proximal development isograptid, dextral; branching regular.*”

Sigmatráptidos de cuatro estipes a multirramosos con tecas simples y bajo ángulo de inclinación tecal; desarrollo proximal isográptido, dextral; brotación regular.

? *Etagraptus zhejiangensis*

Lám. 8.1, Fig. 3

1964 *Tetragraptus zhejiangensis* Geh, p. 374, 393-394; pl. 1, Fig. 1-8.

1974 *Tetragraptus zhejiangensis* Geh, Tsai, p. 55, Pl. 4, Fig.8.

1989 *Tetragraptus* cf. *zhejiangensis* Geh, Carter, p.A10, Fig. 6C y D.

1992 *Tetragraptus?* sp. cf. *T. zhejiangensis*, Williams, Fig. 5E, Pl. 2, Fig. 3.

1996 Gutiérrez Marco *et al.*, Lám. 1 Fig.10

2016 Giuliano, Lám. 14. Fig. 1.

MATERIAL: PI N°: 1626, 1627. La preservación de los tubarios es fragmentaria.

DESCRIPCIÓN: Tubario horizontal constituido por dos estipes de primer orden que forman un funículo de 3,68 mm de longitud y 0,22 mm de ancho y cuatro estipes de segundo orden, rotas próximo a su base, logrando en algunos casos casi 7 mm de largo y 0,36 mm de ancho. Los detalles del extremo proximal y de las tecas no pueden observarse.

DISCUSIÓN: La morfología general de la colonia y la longitud del funículo concuerdan con la especie *Etagraptus zhejiangensis* Ge (1964), pero la escasa y deficiente preservación del material impide realizar una diagnosis segura.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie fue identificada en la Cuesta del Toquero, Formación Tafna, Noroeste argentino, donde la especie *Etagraptus zhejiangensis* junto a *Pendeograptus pendens lieber* (Carter) dominan la asociación, en la Zona de *L. austrodentatus* (Gutiérrez Marco *et al.* 1996; Brussa *et al.*, 2008; Giuliano, 2016).

En la Precordillera argentina algunos ejemplares de este género fueron mencionados en la Zona de *L. austrodentatus*, Formación Gualcamayo, cerro Potrerillo y en la



Formación Sierra de la Invernada, Precordillera Occidental (Brussa, 1997b; Ortega & Albanesi, 2000, entre otros).

*E. zhejiangensis* fue originalmente descrito para China (Geh, 1964) y luego identificado en Kazakistán (Tsai, 1974) y Norteamérica (Carter, 1989; Williams, 1992) en estratos referibles a la Zona de *L. austrodentatus* (Gutiérrez Marco *et al.*, 1996).

### **Género *Acrograptus* Tzaj, 1969**

Especie tipo: *Didymograpsus affinis* Nicholson (1869).

Diagnosis (Maletz *et al.*, 2018a): “Tzaj 1969, p. 142: *Slender sigmagraptine with two horizontal to declined stipes; sicula small, triangular; proximal development artus type; thecae slender and with low thecal overlap or with distally increasing overlap.*”

Sigmatraptidos delgados con dos estipes horizontales a declinados, sícula pequeña y triangular; desarrollo proximal tipo artus; tecas delgadas y con superposición tecal baja o incrementándose hacia distal.

### ***Acrograptus* cf. *A. ellesae***

Fig 8.5: 1- 3/ Lám. 8.1, Fig. 1

cf. 1904 *Didymograptus ellesi* n. sp. Ruedemann, pp. 682-683, Pl. 55, Figs. 8-10, Pl.56, Fig. 15.

MATERIAL: PI N° 1028, 1068.

DESCRIPCIÓN: El tubario esta conformado por dos estipes suavemente declinadas con un ancho inicial de 0,2 a 0,3 mm, aumentando gradualmente hasta 0,45-0,5 mm en la parte distal. Los estipes son ligeramente sinuosos superando los 7 mm de longitud. La sícula es pequeña, con una longitud de 0,75 a 0,8 mm y un ancho apertural de 0,15 a 0,17 mm; en uno de los ejemplares (PI 1068B) se observa la apertura marcadamente cóncava. El ejemplar PI 1028 A muestra el canal de cruce de la t<sup>2</sup> indicando el desarrollo isográpido de estas colonias. La primera teca brota a ca. 0,2 a 0,3 mm del ápice sicular. Las tecas son rectas con largas protecas poseen un

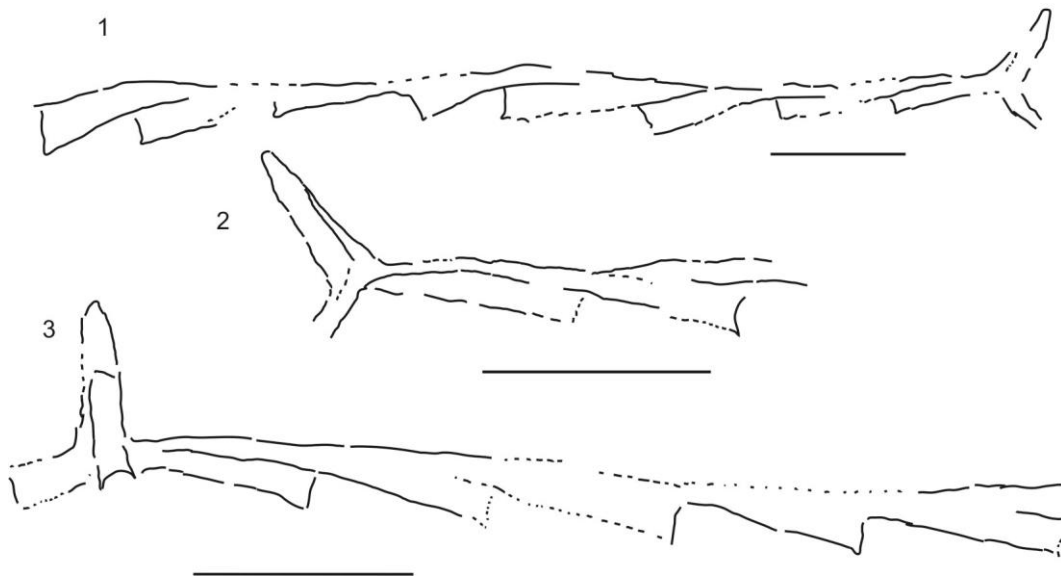
traslapamiento de 1/3 o menor, con las aperturas rectas aproximadamente perpendiculares al eje del estipe; se inclinan de 10° a 15° con respecto al dorso de la estipe. El 2TRD es de 1,12 a 1,9 mm en proximal ( $t^2$ ).

**DISCUSIÓN:** La presencia de tecas rectas con largas protecas concuerda con el género *Acrograptus*. La apertura sicular claramente observable en uno de los especímenes recuerda a la del género *Holmograptus* por la presencia de un pequeño rutelo ventral y otro dorsal, como lo indicado por Maletz (2009) para *A. ellesae*. El material estudiado se parece a *A. ellesae* (Ruedemann, 1904) en el ancho de los estipes y la presencia de una sícula larga, si bien en estos especímenes la misma es más corta que en la especie citada (1,2 mm *sensu* Ruedemann, 1947). De acuerdo a Maletz (2009) el material de *A. ellesae* de China estudiado originalmente por Mu (1959) y referido por este autor a la zona homónima es cuestionable dado que el mismo procede de estratos darriwilianos mientras que el material tipo de Ruedemann (1904) fue hallado en el Floiano de la sección Deep Kill, Nueva York, Norteamérica. De acuerdo a lo expresado anteriormente se comparan en el presente estudio los ejemplares de *Villicum* con esta especie.

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*, Formación Gualcamayo, quebrada de Don Braulio.

**DISTRIBUCIÓN:** Caballé *et al.* (2005) mencionan *A. aff. A. ellesae* para los niveles inferiores de la Formación Gualcamayo al suroeste de Guandacol (Precordillera) en asociación con la fauna de *L. austrodentatus*.

Esta especie fue citada en Norteamérica en el *Bed 3* del Deepkill, Estado de Nueva York por Ruedemann (1904). También en la cuenca de Canning, oeste de Australia (Legg, 1976; Vandenberg & Cooper, 1992). La especie fue reconocida en China por Mu (1959) quien erigió la subzona *Didymograptus ellesae* dentro de la Zona de *Aplexograptus confertus*, posteriormente reconocida como Zona de *A. ellesae* por Chen *et al.* (2006) en la sección de Huangnitang en el área de Changshan, sudoeste de China. Asimismo, se menciona esta especie en la cuenca de Tarim al noroeste de China (Chen *et al.*, 2012).



**Fig. 8.5** Escala gráfica= 1 mm

*Acrograptus* cf. *A. ellesae*, muestra DB3, Zona L. *dentatus*, Subzona A. *angulatus*. 1- PI 1028B, 2- PI 1028A, 3- PI 1068B.

***Acrograptus* cf. *A. euodus*** (Lapworth en Hopkinson & Lapworth 1875)

Fig. 8.6/ Lám. 8.1, Fig. 2

1875 cf. *Didymograptus euodus* n. sp. Lapworth en Hopkinson & Lapworth, p. 645.

Pl. 35, Figs., 1 a-c.

MATERIAL: Un ejemplar PI 1225 A y B. Otro ejemplar mal preservado PI 1493 asignado con dudas a esta especie.

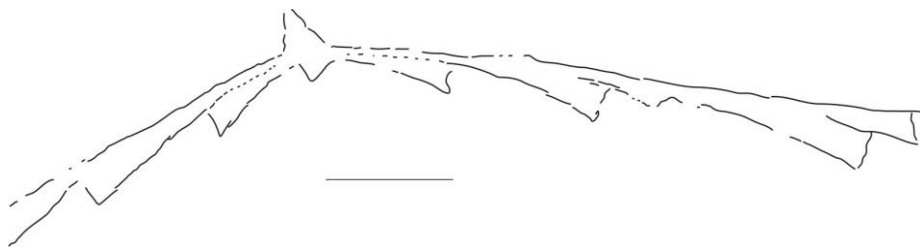
DESCRIPCIÓN: El tubario es delgado, compuesto por dos estipes declinados que divergen con un ángulo de 140°. El extremo proximal posee una sícula corta de 0,64 mm de largo y ca. 0,28 mm de ancho apertural. Los estipes se ensanchan desde 0,34 mm a nivel de  $t_1^2$  hasta 0,56 mm a nivel de la apertura de la cuarta teca. Las tecas son largas con un traslapamiento de aproximadamente 1/3 de su longitud en la parte proximal de la colonia. Poseen aperturas rectas normales al dorso del estipe. Las tecas se inclinan con ángulos de ca. 10°.

DISCUSIÓN: La morfología de esta colonia recuerda a *A. euodus* (Lapworth) pero sus dimensiones son menores. La sícula de la citada especie tiene una longitud de 0,8

mm, un ancho proximal de 0,35-0,4 mm y el ancho de los estipes es de 0,5-0,6 mm en proximal y 0,8-0,9 hacia distal de acuerdo a Maletz (1997b).

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** Se han encontrado ejemplares de la especie *A. euodus* en el Llanvirniano de Noruega, Zona de *P. elegans* (Maletz, 1997b). Esta especie fue registrada en la Zona de *P. elegans* del miembro medio de la Formación Los Azules, cerro Viejo de Huaco, Precordillera de San Juan (Ortega, 1987; Ortega, 1995; Ortega & Rickards, 2003).



**Fig. 8.6** *Acrograptus* cf. *A. euodus*

Escala gráfica= 1 mm; PI 1225A, muestra LP6, Zona *P. elegans*.

**Género** *Eotetragraptus* Bouček & Přibyl, 1952

Especie tipo: *Graptolithus quadribrachiatus* Hall, 1858

Diagnosis (Maletz et al. 2018a): “*Four-stiped sigmagraptines with simple, rutellate, often considerably curved thecae; stipes pendent to reclined and reflexed, rarely with dorsal spines; short and wide sicula with distinct rutellum and lateral apertural lobes; proximal development isograptid, dextral, with symmetrically placed slender crossing canals; thecal style simple, widening tubes with rutellate apertures, often with slight lateral lobes.*”

Sigmatraptidos conformados por cuatro estipes con tecas simples, con rutelo a menudo considerablemente curvadas; estipes pendientes a reclinados y reflexos, raramente con espinas dorsales; Sícula corta y ancha, con rutelo distintivo y lóbulos

aperturales laterales; desarrollo proximal tipo isográpido, dextral, con finos canales de cruce simétricamente dispuestos; las tecas son simples tubos ensanchados con rutelo en sus aperturas, a menudo con pequeños lóbulos laterales.

*Eotetraraptus quadribrachiatus* (Hall, 1857)

Fig. 8.7/ Lám. 8.1, Fig. 4-7

1858 *Graptolithus quadribrachiatus* Hall, p. 125

1865 *Graptolithus quadribrachiatus* Hall, pp. 91-92, Pl. 5, figs. 1-5, Pl. 6, figs. 5, 6.

1974 *Tetraraptus (Eotetraraptus) quadribrachiatus*, Tsai, pp. 53-54, Pl. 4, figs. 6-7.

1988 *Tetraraptus quadribrachiatus*, Carter, p. A9, figs. 5J, K, 6B.

2000 *Tetraraptus quadribrachiatus*, Ortega & Albanesi, pág. 37, Fig. 4 c, g. (*cum syn.*)

2003 *Tetraraptus quadribrachiatus* Toro & Brussa, p. 453, Pl.8, figs. 8-13.

2017a *Tetraraptus quadribrachiatus* Serra *et al.*, p.8, Fig.5L.

2018a *Eotetraraptus quadribrachiatus* Maletz *et al.*, Fig. 7, 4a–b.

MATERIAL: PI N°: 960, 1019, 1109, 1031?, 1524, 1656; CORD-PZ 25765.

DESCRIPCIÓN: Los estipes de primer orden forman un funículo de 2 mm de largo. No se observa la sícula. Los estipes de segundo orden en general se presentan rotos, los más completos alcanzan una longitud de 10 mm; son rectos y entre ellos forman ángulos de 90°- 100°. El ancho proximal de los estipes es de 0,25-0,28 mm ensanchándose hasta los 0,5-0,57 mm hacia distal. Las tecas son simples, se inclinan con un ángulo de 25° con respecto al eje del estipe. Se cuentan 11 tecas en 10 mm aproximadamente en la porción proximal. Hacia distal este valor no pudo ser medido debido a la deficiente preservación de los tubarios.

DISCUSIÓN: La forma y dimensiones de estas colonias, con un funículo corto que posee una teca de cada estipe, y estipes de segundo orden conformando ángulos rectos entre sí, concuerdan con *T. quadribrachiatus* (Cooper & Fortey, 1982). La

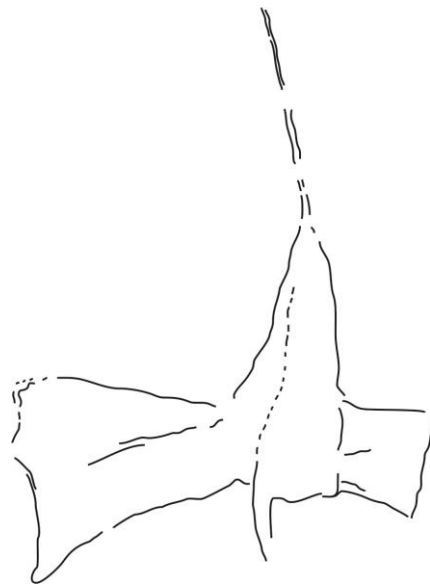


especie *T. quadribrachiatum* recientemente fue transferida al género *Eotetraraptus* por Maletz *et al.* (2018a).

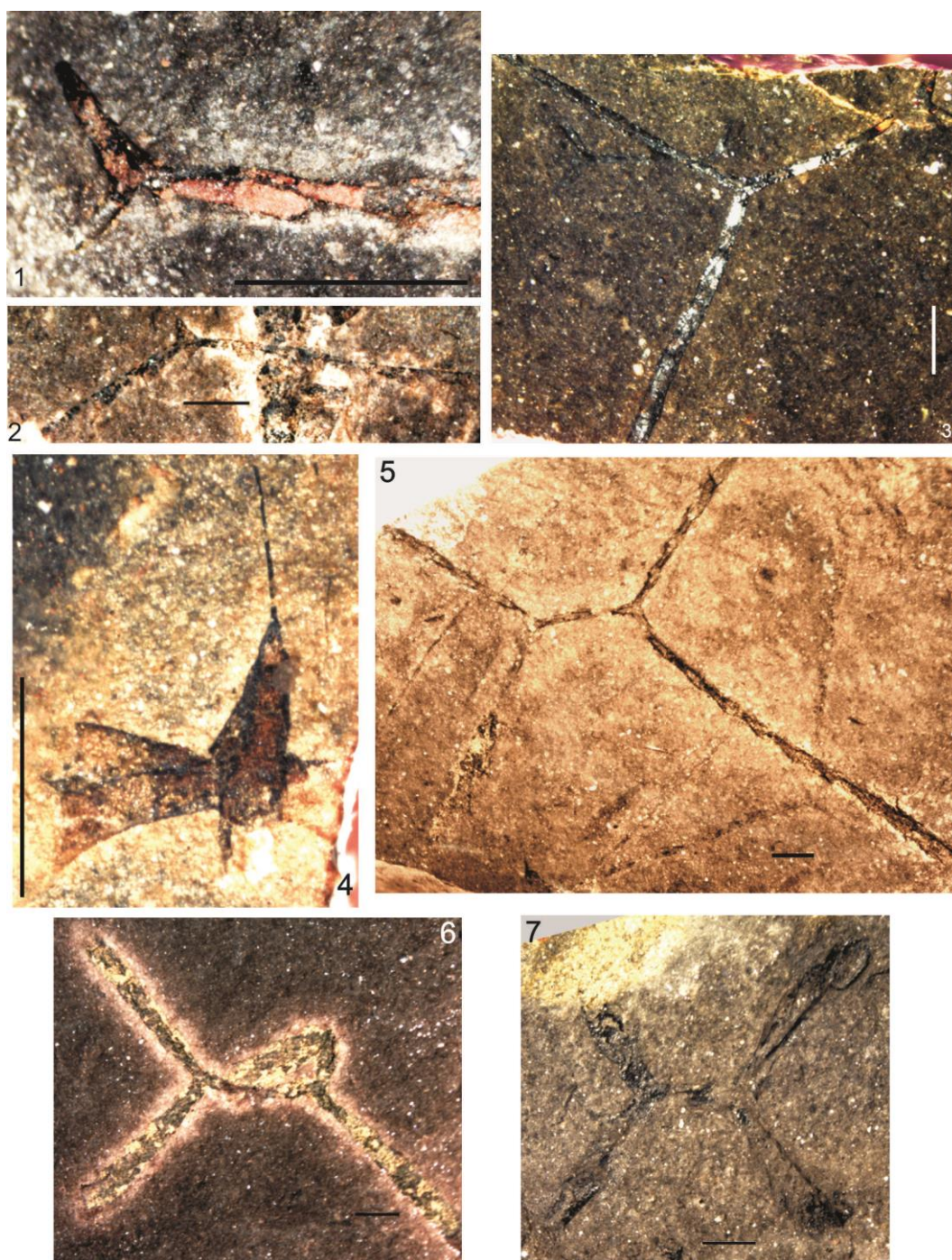
HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zonas de *L. dentatus* y *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebradas Don Braulio y de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie fue hallada frecuentemente en Precordillera proveniente de las formaciones Los Azules, Gualcamayo, Sierra de La Invernada y Empozada, con un rango de extensión que abarca desde la biozona de *Isograptus victorae maximus* a *Levisograptus dentatus* (Cuerda & Alfaro 1986; Ortega & Albanesi, 2000; Toro & Brussa, 2003, entre otros).

Por su parte, Serra (2017) documentó esta especie en el miembro inferior de la Formación Los Azules (quebrada Oculta), Formación Gualcamayo (cerro La Chilca). Zona de *L. dentatus*, Darriwiliano (Da2).



**Fig. 8.7:** PI 1031 ?*Eotetraraptus quadribrachiatum*



**LÁMINA 8.1**

**1.** *Acrograptus* cf. *A. ellesae*, PI 1028, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **2.** *Acrograptus* cf. *A. euodus*, PI 1225A, muestra LP6, Zona *P. elegans*. **3.** *?Etagraptus zhejiangensis* PI 1627, muestra DB1, Zona *L. dentatus*. **4.** *?Eotetraraptus quadribrachiatum*, PI 1031, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **5.** *?Eotetraraptus quadribrachiatum*, CORD-PZ 25765, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **6.** *Eotetraraptus quadribrachiatum*, PI 1524, muestra DB2, Zona *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **7.** *Eotetraraptus quadribrachiatum* PI N° 1109, muestra LP3, Zona *H. lentus*.

## • Familia Sinograptidae Mu, 1957

Graptoloideos planctónicos multirramosos o conformados por una sola estipe, tubario horizontal o subhorizontal; la sícula posee lados paralelos y aperturas rectas, perpendiculares a los estipes; apertura sicular con rutelo y extensiones rutelares ventrales o dorsales, desarrollo proximal isograptido, dextral, con canales de cruce dispuestos simétricamente y próximos a la apertura de la sícula; la  $t1^1$  se origina en la parte baja de la prosícula; las tecas poseen estilos complejos y una marcada diferenciación entre las protecas y las metatecas; el desarrollo de pliegues protecales, labios aperturales laterales, rutelo y espinas es común. Ordovícico Medio (Darriwiliano, Zonas de *Levisograptus austrodentatus*–*Nicholsonograptus fasciculatus*): Distribución global, (Maletz *et al.*, 2018a).

### Género *Anomalograptus* Clark, 1924

Especie tipo: *Anomalograptus reliquus* Clark (1924).

Diagnosis Maletz *et al.* (2018a): “*Multiramous, horizontal to subhorizontal sinograptids; first distal dichotomies usually at  $th3^1$  and  $th3^2$ ; branching crowded proximally with two to four progressive dichotomies; no distal branching; thecae with variably developed prothecal folding, sometimes possessing geniculum and apertural elaborations.*”

Sinograptidos multirramosos, horizontales a subhorizontales; primeras dicotomías distales usualmente en la  $t3^1$  y  $t3^2$ ; brotación proximal apretada con dos a cuatro dicotomías progresivas, tecas con desarrollo variable de pliegues protecales, ocasionalmente geniculadas y con ornamentaciones aperturales.

### *Anomalograptus?* sp.

Fig. 8.8; 8.14, 2/ Lám. 8.3, Fig. 1

**MATERIAL:** Numerosos fragmentos de estipes y restos incompletos de colonias multirramosas. PI N°: 960, 999, 1098, 1101, 1172, , 1023, 1029, 1050, 1053, 1067, 1645, 1647, 1657, 1670, 1674, 1702, CORD PZ 25772.

**DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN:** Tubario horizontal con ramificación de por lo menos quinto orden cuya parte proximal es desconocida (está pobremente preservado). Los estipes finales se ensanchan hasta valores de 0,64 mm en algunos fragmentos de estipes. Las tecas son largos tubos con genículos suaves y aperturas modificadas que abren a nivel de los genículos de la teca subsiguiente. En los estipes de mayores dimensiones se ha medido unvalor de 2TRD de 2,28 mm.

El material incompleto o fragmentario no permite una identificación adecuada, especialmente considerando que no se hallaron los extremos proximales de las colonias. Sin embargo, la descripción brindada por Maletz (1997a) para *Anomalograptus reliquus*, sugiere la presencia de este género y posiblemente de la citada especie.

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Subzona de *A. angulatus*, Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio. Zona de *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** *Anomalograptus* ha sido localizado en la Zona de *L. austrodentatus*, Point Levis (Maletz, 1997a) y en el valle de Sandia, Perú (Maletz *et al.*, 2010). Cuerda *et al.* (1998) registra *Anomalograptus reliquus* en la Formación Gualcamayo, cerro La Chilca, en niveles posteriormente referidos a la Zona de *L. dentatus* por Serra (2017). Frigerio (2004) identificó *Anomalograptus?* sp. en la Formación Los Azules, cerro Viejo de Huaco en la Zona de *L. dentatus*. Además este autor, identificó *Brachiograptus etaformis*. Cabe mencionar que recientemente Maletz *et al.* (2018a) incluye al género *Brachiograptus* (Harris & Keble) y su especie conocida, *B. etaformis*, en el género *Anomalograptus* Clark.





**Fig. 8.8** *Anomalograptus?* sp. CORD-PZ 25772. Esacala gráfica= 1 mm

**Género** *Atopograptus* Harris, 1926

Especie tipo: *Atopograptus woodwardi* (Harris, 1926).

Diagnosis (Maletz *et al.* 2018a): “Horizontal to declined, two-stiped sinograptid tubarium; thecae with strong geniculum and apertural hood.”

Sinograptidos conformados por dos estipes horizontales a declinadas; tecas con fuerte genículo y capucha apertural.

***Atopograptus woodwardi*** Harris, 1926

Fig. 8.9, 1-3/ Lám. 8.7, Fig. 8

1926 *Atopograptus woodwardi* sp. nov. , Harris, pp. 59-60, Pl. II, Fig. 12-15.

1992 *Atopograptus woodwardi*, Vandenberg & Cooper, Fig. 7 C-D pp. 45.

2008 *Atopograptus dubitatus*, Vandenberg, Atlas de graptolitos, Folio 2, pp. 19.

2008 *Atopograptus woodwardi*, Vandenberg, Atlas de graptolitos, Folio 2, pp. 99.

2009 *Atopograptus woodwardi*, Maletz, p. 747, Fig. 3 H, fig.5 A-D, Fig. 6 A, I, K.

2016 *Atopograptus woodwardi*, Kaufmann & Ortega, Fig. 3, I, J, K.

MATERIAL: CORD PZ 25702?, 25703, 25704.

DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN: Se han recuperado fragmentos de estipes de hasta 12 mm de longitud. Las tecas presentan capuchas aperturales características de este



género. Los anchos de los estipes son de 0,6 mm a nivel de la capucha apertural y 0,4 mm excluyendo la misma, en los fragmentos más anchos y 0,5 mm y 0,35 mm, respectivamente en los fragmentos más delgados. Las tecas son delgadas con largas paredes ventrales libres de 0,8 a 1,2 mm.

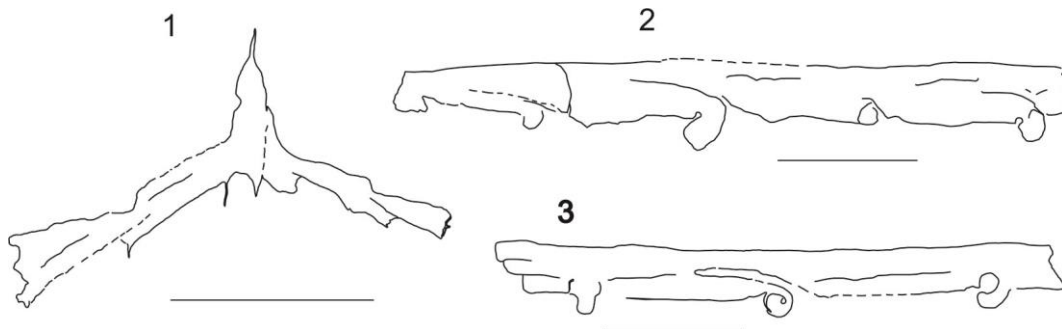
La forma y dimensiones de estos especímenes concuerdan con el material de *A. woodwardi* descritos e ilustrados por Vandenberg (2008 a y b) y por Maletz (2009). La parte proximal de una colonia posiblemente correspondiente a *A. woodwardi* (CORD-PZ 25702?) presenta una sícula semejante a la de *Holmograptus* con un rutelo conspicuo y un margen antirutelar marcado. La sícula tiene una longitud de 0,6 mm excluyendo el rutelo y un corto nema. Sin embargo, otros detalles del extremo proximal o de las primeras tecas no se han preservado.

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona de *Holmograptus spinosus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** El género *Atopograptus* ha sido registrado en el Darriwiliano de Australasia (Harris, 1926; Vandenberg & Cooper, 1992), Escandinavia (Jaanusson, 1960=*Didymograptus* sp C), China (*Atopograptus sinicus* Mu, Ghe & Jin, 1962, in Mu, *et al.*, 1962) y Quebec, Canadá (Maletz, 2009). Vandenberg (2008 a y b) refirió la especie *Didymograptus dubitatus* (Harris & Thomas, 1935) como equivalente a *A. woodwardi*.

Este taxón fue identificado por primera vez en la Precordillera Argentina en la sección de la Pola, sierra de Villicum por Kaufmann & Ortega (2016).

Maletz *et al.* (2018a) indican que esta especie se extiende en las biozonas de *H. lentus* y *N. fasciculatus*.



**Fig. 8.9** Escala gráfica= 1 mm

**1, 2, 3.** *Atopograptus woodwardi*. 1- CORD-PZ 25702, posible extremo proximal, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 2- CORD-PZ 25703, fragmento de estipe, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 3- CORD-PZ 25704, fragmento de estipe, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*.

**Género *Holmograptus* Kozłowski, 1954**

Especie tipo: *Didymograptus callotheca* Bulman, 1932, pp. 16-19, fig.-text 2-5 (?=*D. lentus* Törnquist, 1911).

Diagnosis (Maletz *et al.*, 2018a): “Two-stiped pendent or declined to subhorizontal sinograptids; stipes with high, often distally increasing thecal overlap; thecal apertures elaborate, constricted with variously modified ventral and dorsal lips; prothecal folds may be present as well as spines on prothecae or thecal apertures.”

Sinograptidos de dos estipes pendientes o declinadas a subhorizontales; estipes con alta superposición tecal, que a menudo se incrementa hacia distal, elaboradas aperturas tecales, con modificados labios aperturales ventrales y dorsales; pliegues protecales pueden estar presente, así como también espinas en las protecas o en las aperturas tecales.

***Holmograptus bovis* Williams & Stevens (1988)**

Fig. 8.10, 1-6/ Lám.8.2, Fig. 1-3

1932 *Didymograptus callotheca* Bulman (pars), pp. 16-19, Text-fig 5 (non Text-figs. 2-4=*D. callotheca*).

1936 *Didymograptus callotheca* Bulman (pars), pp. 23, pl. 2, Figs 14, 15 (non pl. 2, Figs. 1-13= *D. callotheca*).

1988 *Holmograptus bovis*, Williams & Stevens, p. 88, Pl. 33, Figs. 6-14, Text-figs. 79 J, K, 80.

2003, *Holmograptus bovis*, Toro & Brussa, p. 455, sin ilustrar

2017 *Holmograptus bovis*, Serra, Lám. 2 Fig. I, Lám 3, Fig H, Lám. 5 Fig. A, Lám. 7 Figs. A-B; Figs. 7.2: B-G, 7.4: A-E.

MATERIAL: PI N°: 978, 980, 1002, 1099, 1022 A-B, 1027, 1038, 1050, 1073, 1086?, 1095, 1109, 1131, 1170, 1171, 1173, 1176, 1196B, 1631, 1678 A, 1683, 1689, 1704, 1718, 1721, 1735, CORD-PZ N° 25694, 25702, 25771.

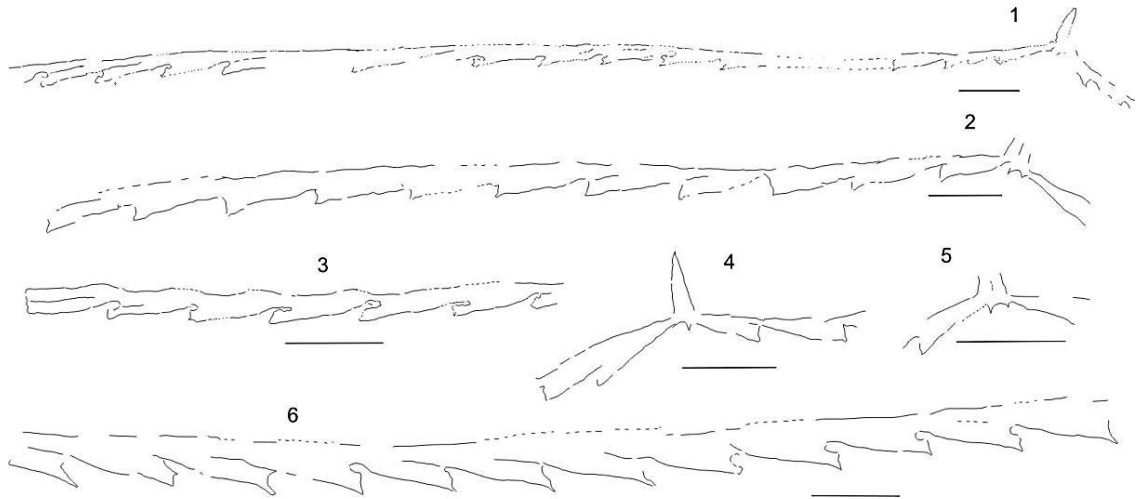
DESCRIPCIÓN: El tubario esta conformado por dos estipes suavemente declinadas con un ancho inicial de 0,3 mm que hacia distal alcanza 0,35 mm. La sícula tiene una longitud de 0,8 mm; se observa en la apertura un pequeño rutelo y un margen antirutelar bien desarrollado. Desde el ápice sicular se observa un corto nema. Los estipes tienen bordes dorsales ligeramente ondulados. Las tecas son largas y delgadas con aperturas suavemente introvertidas y poseen una inclinación tecal de 10° - 15°. El valor de 2TRD es de 1,6 mm en la t2, hacia distal es de *ca.* 2,2 mm.

DISCUSIÓN: La forma de estas colonias y su morfología tecal concuerdan con *H. bovis* de acuerdo a las descripciones brindadas por Williams & Stevens (1988).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zonas de *L. dentatus* y *H. lentus* (Darriwiliano medio), Formación Gualcamayo, quebradas Don Braulio y de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie es frecuente en secciones del Darriwiliano de Precordillera argentina. Fue reconocida en la Formación Los Azules (Miembro Inferior) en el Cerro Viejo de Huaco, Precordillera Central por Ortega & Rickards (2003) y Ortega *et al.* (2007a). *H. cf. bovis* fue identificado en la Zona de *L. austrodentatus* de la Formación Coquena en la Cuesta del Toquero, Cordón de Escaya, Puna Jujeña (Toro & Brussa, 1997). Posteriormente, Giuliano (2016) describió ejemplares de *?H. bovis* procedentes de la misma área. Feltes & Ortega (2013) mencionan esta especie en la Formación Las Aguaditas (Precordillera Central). Serra *et al.* (2017a) mencionan e ilustran *H. bovis* en la Formación Gualcamayo, cerro La Chilca y en el miembro inferior de la Formación Los Azules en la Quebrada Oculta, Sierra de Los Cauquenes.

Esta especie fue definida en la Zona de *L. austrodentatus* del oeste de Terranova (Williams & Stevens, 1988). Posteriormente *H. bovis* fue hallado en asociación con *H. lentus* en el área de Levis, Quebec (Maletz, 1997a).



**Fig. 8.10. *H. bovis*** Escala gráfica= 1 mm

1-6. *Holmograptus bovis* 1-CORD-PZ 25771, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 2-PI 1678, muestra DB6, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 3-PI 1086, ?*H. bovis*, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 4-PI 1022A, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 5-PI 1678, muestra DB6, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 6-PI 1022B, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*.

***Holmograptus spinosus*** (Ruedemann, 1904)

Fig.8.11, 1-7/ Lám. 8.2, Fig. 8-10

1904 *Didymograptus spinosus* nov. sp. Ruedemann, 688-689, Pl. 14, Figs. 84-85.

1973 *Holmograptus spinosus*; Archer & Skevington 44, 48, Pls. 1, 2, Figs. 1a-1e.

1984 *Holmograptus spinosus*, Carter & Tailleux, 52, Fig. 7a.

1986 *Tylograptus* cf. *spinatus*, Lenz & Jackson, Fig. 8a, 8b.

1986 *Tylograptus* cf. *regularis*, Ge et al., 79, Pl. 17, Fig. 9.

1990 *Tylograptus spinatus*, Ge et al., 79-80, Pl. 16, Figs. 1,2; Pl. 17, Figs. 1-3, 8.

1990 *Tylograptus* sp., Ge et al., 80, Pl. 16, Fig. 4.

1992 *Holmograptus spinosus*, Williams, pp. 1723-1725, Pl. 2, Figs. 9-11, 13; Figs. 7Q- 7 X.

2009 *Holmograptus spinosus*, Maletz, p. 747, Fig.3, E-F, 5G, 5L-5N, 6F, 6H.

2016 *Holmograptus spinosus*, Kaufmann & Ortega, Fig. 3 C, D, F, H.

MATERIAL: PI N°: 1196 B, 1198, 1199, 1207, CORD-PZ 25694, 25697.

DESCRIPCIÓN: El tubario posee dos estipes que divergen con un ángulo de 110°-130°. La sícula posee una longitud de 0,7-0,8 mm. Los estipes presentan nodos

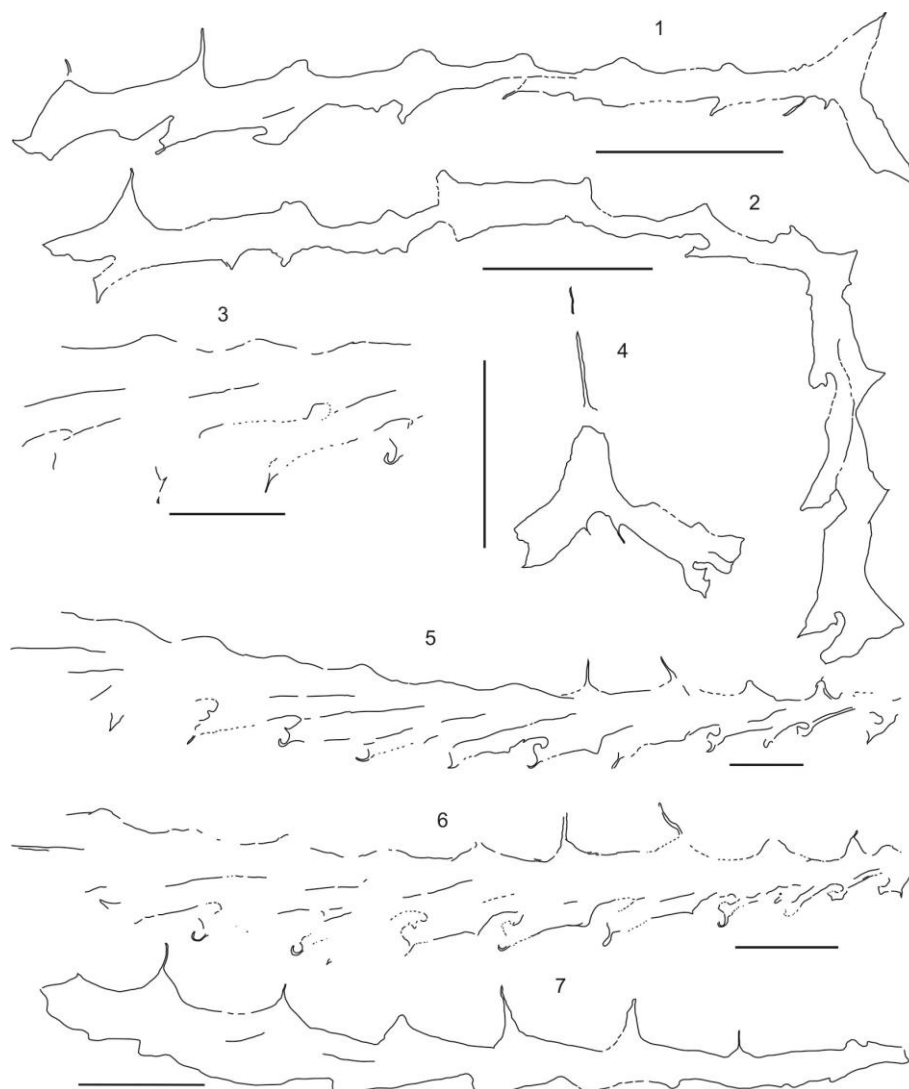
dorsales con espinas, los cuales son pronunciados en la porción proximal, y más suaves hacia distal. Los estipes poseen un ancho de 0,4 en proximal hasta 1,2 mm a distal. Las tecas son tubos largos, ligeramente inclinadas con respecto al dorso del estipe, con aperturas introvertidas y espinas subaperturales. Su longitud y traslapamiento aumenta hacia distal. Los septos intertecales se originan a nivel de los nodos.

**DISCUSIÓN:** La forma y dimensiones de estas colonias concuerdan con las dadas por Ruedemann (1904-1947) para el material de Deepkill (Nueva York) y con el material de Maletz (2009) en la sección Les Méchins de Quebec (Canadá). Esta especie es descrita por primera vez para la Precordillera argentina, permitiendo identificar la biozona homónima del Darriwiliano medio (Da2 tardío). Maletz, (2009) menciona esta especie y afirma que puede confundirse con *H. lentus*, pero ambas se distinguen a través de conspicuas espinas dorsales ubicadas en los pliegues protecales en *H. spinosus*, las cuales podrían estar ausentes en materiales pobremente preservados.

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona de *Holmograptus spinosus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** Ejemplares de esta especie fueron identificadas en la Cantera Ashill, Mount Merino, New York, Lutita Deepkill (Estados Unidos) (Ruedemann 1904-1947) y en Victoria, Australia (Harris, 1926; Bell, 1960; Vandenberg & Cooper, 1992), donde fueran originalmente reconocidos con *Didymograptus nodosus* (Harris, 1935). En China *H. spinosus* fue registrado en la parte superior de la Zona de *Nicholsonograptus fasciculatus* y en la parte inferior de la Zona de *Pterograptus elegans* (Chen *et al.*, 2006). Especímenes completos y fragmentos distales de *H. spinosus* fueron descriptos por Williams (1992) en Cutwell Group, Lushes Bight, Long Island. Whittington & Rickards (1969) hallaron esta especie en Terranova. En Argentina, Brussa (1999b) describió e ilustró especímenes referidos por él como *H. spinosus*, que carecen de espinas en los nodos dorsales, lo cual podría indicar que en realidad se trataría de *H. lentus* (Kaufmann & Ortega 2016).





**Fig. 8.11. *H. spinosus*** Escala gráfica= 1 mm

**1-7. *Holmograptus spinosus***, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*.

1-CORD-PZ 25697; 2-CORD-PZ25696; 3-PI 1198; 4-CORD-PZ 25701; 5-PI 1198; 6-PI 1198; 7-CORD-PZ 25699.

***Holmograptus* sp. 1**

Fig. 8.12,1-6/ Lám. 8.2, Fig. 4-7

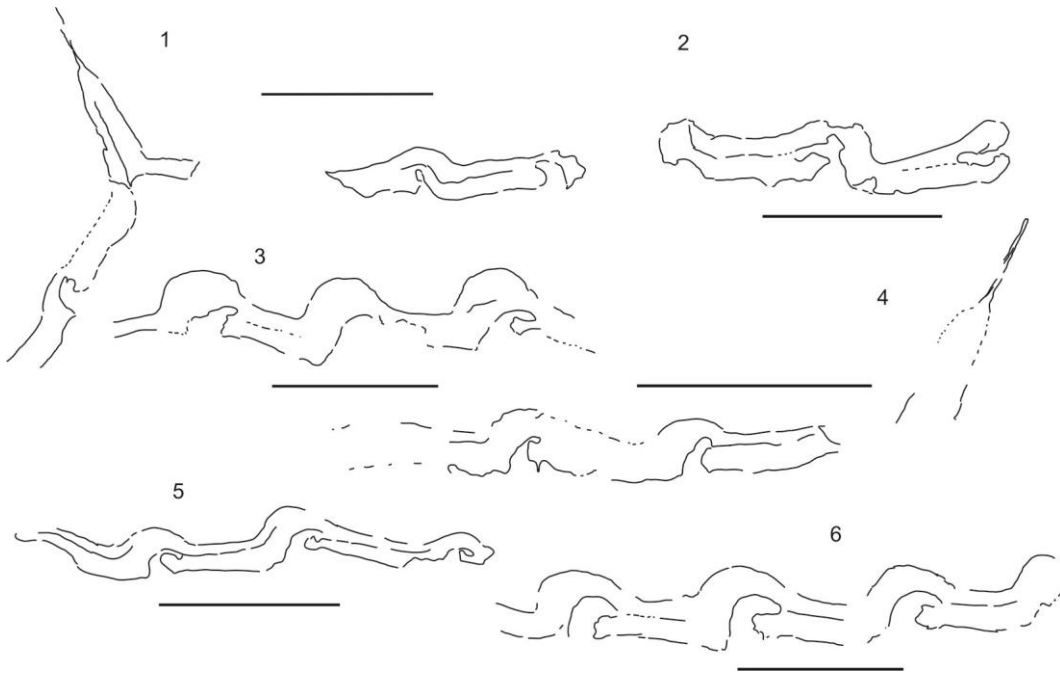
MATERIAL: PI N° 984, 989, 994, 1073 A y B, 1041.

DESCRIPCIÓN: Colonia conformada por dos estipes declinadas que divergen un mismo nivel desde la sícula. La sícula es delgada de 0,75 mm de longitud, de paredes

aproximadamente paralelas, su apertura no es claramente visible. La primera teca brota en la parte alta de la sícula, posiblemente desde la prosícula. Desde el ápice sicular se desprende un corto nema. Los estipes presentan pliegues dorsales muy marcados, más atenuados en la parte proximal del tubario. El ancho a proximal es de 0,2- 0,25 mm aumentando a distal midiéndose en algunos fragmentos 0,38- 0,39 mm de ancho máximo a nivel de la apertura y de 0,22 mm en los sectores entre los nodos en los fragmentos distales. Las tecas son largas y delgadas con aperturas introvertidas que abren en profundas excavaciones ubicadas a nivel de los nodos dorsales. En algunos especímenes se observan claramente labios aperturales y un pequeño rutelo. Las tecas presentan genículos marcados con paredes suprageniculares rectas y paralelas al dorso del estipe. Las protecas surgen al nivel de los nodos dorsales de la teca que la precede (ver ejemplar PI N° 989). Hay 8 tecas en 10 mm en las porciones proximales.

DISCUSIÓN: El material descrito se asemeja a los especímenes de “*Didymograptus callotheca*” descritos por Bulman (1950) para la localidad de Tossåsen, Suecia central y a aquellos clasificados como *Holmograptus* sp. A de Jackson & Lenz (2006) para la Zona de *Didymograptellus bifidus* de Yukon, Canadá, en la forma de las tecas con fuertes pliegues protecales y paredes ventrales libres rectas y paralelas al dorso del estipe. Sin embargo, los referidos taxones presentan una porción metasicular libre de la sícula, que sobresale de los estipes y los dos primeros brotes dejan la sícula a diferentes niveles, aspectos éstos que no se observan en el material de Villicum. Lo cual podrían sugerir que los materiales de Suecia y de Canadá pertenezcan al género *Maeandrograptus* (ver Skevington, 1965; Maletz, 2004). Debido a la escasez y deficiente preservación del material de la sierra de Villicum, el mismo es referido en forma preliminar al género *Holmograptus*.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *Levisograptus dentatus* y Zona de *Holmograptus lentus*, Formación Gualcamayo, quebradas Don Braulio y de La Pola.



**Fig. 8.12.** Escala gráfica= 1mm

**1-6. *Holmograpthus* sp.1.** 1-PI 1073B, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 2-PI 984, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 3-PI 1073A, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 4-PI 1073A, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 5-PI 989, estipe, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 6-PI 994, muestra LP4, Zona de *H. lentus*.

***Holmograpthus* sp. 2** (Törnquist, 1911)

**MATERIAL:** PI N° 1014, dos ejemplares deficientemente preservados.

**DESCRIPCIÓN:** Colonia conformada por dos estipes declinados que divergen con ángulo de 120°. La sícula está rota en la apertura y en uno de los especímenes se observa un nema conspicuo. Los estipes poseen nodos dorsales, su ancho proximal es de 0,26 mm a nivel de la t1. Las tecas están pobremente preservadas pudiendo observarse aperturas introvertidas ubicadas a nivel de los nodos dorsales.

**DISCUSIÓN:** Los ejemplares de la sierra de Villicum son escasos (sólo dos tubarios), fragmentarios y pobremente preservados, impidiendo realizar una diagnosis segura. Si bien la presencia de tecas con aperturas introvertidas y nodos dorsales en los estipes permiten referir este material provisoriamente al género *Holmograpthus*.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

**Sinográptido? género *et* especie indet.**

Fig. 8.14, 1/ Lám. 8.3, Fig. 5

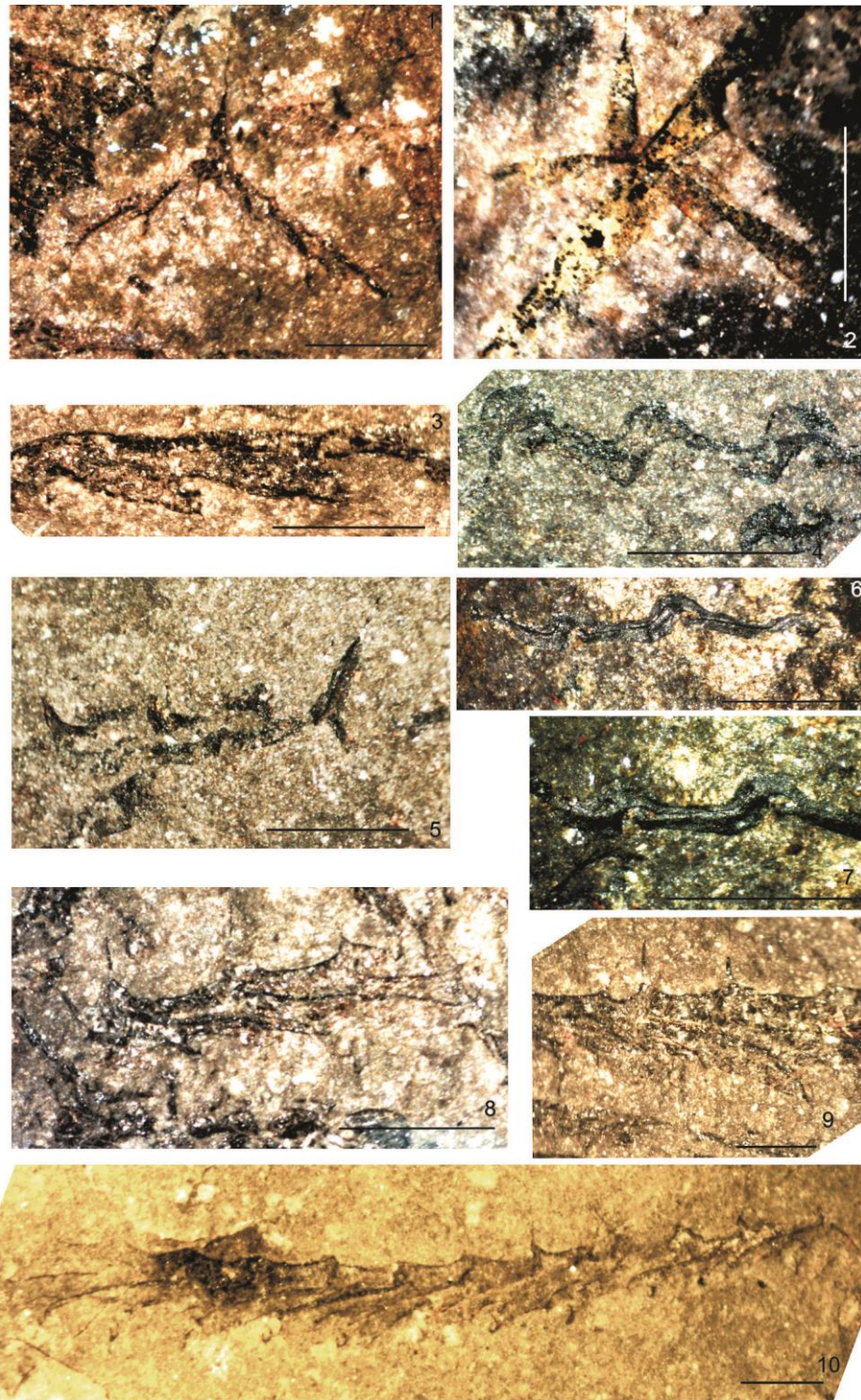
MATERIAL: PI N° 1702

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: Fragmento de estipe de al menos 10 tecas que alcanza un ancho máximo de 0,2 mm. Las tecas son largas con genículos suaves adelgazándose hacia las aperturas. Los márgenes aperturales son rectos aproximadamente perpendiculares al eje del estipe. Las aperturas tecales abren a nivel de los genículos de las tecas subsiguientes y están evertidas.

La escasez de material impide una diagnosis certera.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio.





**LÁMINA 8.2** Escala gráfica= 1mm

**1, 2, 3.** *Holmograptus bovis*. 1. CORD-PZ 25694 *Holmograptus bovis*, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 2. PI 1038A *Holmograptus bovis*, Extremo proximal, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 3. CORD-PZ 25695 Estipe, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. **4, 5, 6, 7.** *Holmograptus* sp. 1. 4. PI 1073A, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 5. PI 1073B, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 6. PI 989x30, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 7. PI 989x50, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. **8, 9, 10.**



*Holmograptus spinosus*. 8. PI 1178A, estipe, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 9. PI 1181, estipe, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 10. PI 1198, Zona de *H. spinosus*

### • **Familia Abrograptidae Mu, 1958**

Esta familia está representada por colonias multiramadas o conformadas por dos estipes reclinados, uniseriados o biseriados, escandentes y posiblemente dipleurales; la sícula está completamente esclerotizada con desarrollo de rutelo; el fuselo de los estipes es reducido, las partes preservadas consisten en listas de rebordes de las tecas. Las aperuras tecales están representadas por listas circulares adyacentes a las listas ventrales y dorsales; el desarrollo proximal es dichográpido, probablemente isográpido, dextral. Ordovícico (Darriwiliano inferior, Zona de *Levisograptus austrodentatus*)- Ordovícico Superior (Sandbiano, Zona de *Nemagraptus gracilis*), China, Reino Unido, Polonia, Norteamérica (Maletz *et al.*, 2018a).

#### **Género *Jiangshanites* Mu & Qiao, 1962**

Especie tipo: *Jiangshanites ramosus* Mu & Qiao (1962).

Diagnosis: Maletz *et al.* (2018a) “*Multiramous abrograptid; completely sclerotised sicula with sclerotized initial part of first theca; prosicular origin of  $th1^1$ ; thecae constructed of dorsal, ventral, and apertural lists.*”

Abrográpido multirramoso; sícula completamente esclerotizada con la parte inicial de la primera teca esclerotizada; origen prosicular de la  $th1^1$ ; las tecas están construidas con listas dorsales, ventrales y aperturales.

#### ***Jiangshanites?* sp.**

Lám. 8.3, Fig. 6

MATERIAL: 974 A, 985, 1050, 1068 A, 1208, 1239, 1716, 1721, 1805.

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: Tubario compuesto por 4 estipes de primero orden, muy delgados. El extremo proximal está conformado por un funículo pobremente preservado de 1,54 mm de longitud. En general el material se presenta fragmentario. La morfología y dimensiones de los tubarios recuerdan a *Jiangshanites*. Pero la preservación fragmentaria y deficiente de estas colonias no permiten realizar una diagnosis certera, con lo cual se asignan con dudas a este género.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio y Zona de *H. lentus*, quebrada de La Pola. Asimismo, algunos fragmentos de estipes (muy escasos) asignados a este género provienen de la Zona de *H. spinosus* y *P. elegans* Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Maletz (1993) define una nueva especie *Jiangshanites? dubius* en la Zona de *L. austrodentatus* del oeste de Terranova, siendo esta especie la más antigua de los Abrograptidae. Formas referidas con dudas a este género fueron registradas en la Zona de *L. dentatus* en las formaciones Los Azules, cerro Viejo de Huaco (Ortega *et al.*, 2007a), y Gualcamayo, sierra de Los Cauques y cerro La Chilca (Serra *et al.*, 2017b) en la Precordillera Central.

## Suborden **Incierto**

- **Familia Thamnograptidae** Hopkinson & Lapworth, 1875

Esta Familia es incluida en el Suborden Incierto por Maletz *et al.* (2018a). Los tubarios consisten en estipes rectos o flexuosos (cantidad aun no conocida de estipes de primer orden) con ramas laterales de segundo orden ampliamente espaciadas, compuestas de tecas angostas que poseen rutelos largos o espinas finas; es posible que las tecas de las ramas secundarias cambien abruptamente a dichograptidas hacia distal. Detalles del extremo proximal son desconocidos. Ordovícico Medio (Darriwiliano, Zona de *P. elegans*)- Ordovícico Superior (Katiano, Zona de *Climacograptus bicornis*): Australia, China, Suecia, Norteamérica.

**Género *Thamnograptus* Hall, 1859**

Especie tipo: *Thamnograptus typus* Hall (1859).

Diagnosis (Maletz *et al.* 2018a): “*Tubarium consisting of straight to slightly zigzag shaped, flexible stipes (first-order branches, number unknown) with widely spaced, second-order lateral branches composed of narrow tubular thecae bearing hairlike spines; thecae of lateral, second-order branches abruptly changing to dichograptid thecae distally; proximal development unknown.*”

Tubario que consiste en estipes flexibles de forma recta a ligeramente zigzagueante (ramas de primer orden, número desconocido) con ramificaciones laterales de segundo orden ampliamente espaciadas compuestas de tecas tubulares estrechas que tienen espinas finas; las tecas de las ramas laterales de segundo orden cambian abruptamente a las tecas tipo dichográptidas hacia distal; desarrollo proximal desconocido.

***Thamnograptus* sp.**

Lám. 8.3, Fig. 3-4

MATERIAL: PI N°: 1023, 1053, 1060, 1061, 1069, 1080, 1081, 1116, 1198; CORD-PZ 25772.

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: Colonias formadas por estipes de primer orden, más gruesas y en zig-zag y estipes de segundo orden, delgados y alternantes y constituídos por tecas finas con largas espinas aperturales ventrales. El material presente en la Formación Gualcamayo (sierra de Villicum) claramente corresponde al género *Thamnograptus*, si bien más detalles serían necesarios para esclarecer la especie.

DISTRIBUCIÓN: La única especie conocida del género es *T. capillaris* (Emmons) presente en el Darriwiliano medio-Sandbiano de Norteamérica, China, Australia, Gran Bretania, Suecia (Maletz *et al.*, 2018a). El hallazgo de este género en la Zona

de *L. dentatus* subzona *A. angulatus*, en Villicum es el más antiguo conocido hasta el momento. Otros hallazgos del género en Argentina corresponden al miembro superior de la Formación Los Azules, Zona *C. bicornis*, Sandbiano tardío (Ortega, 1987) y para el miembro inferior de dicha unidad en la asociación superior de *L. dentatus* (subzona de *A. angulatus*) (Ortega *et al.*, 2007a). Fue citado con dudas por Serra *et al.* (2017b) para la Formación Gualcamayo en el cerro La Chilca en niveles referibles a la Zona de *L. dentatus* (Subzona de *L. dentatus*).

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio y zonas de *H. lentus* y *H. spinosus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** Colonias pertenecientes a esta especie fueron identificadas en la Precordillera argentina en la Zona de *Nemagraptus gracilis*, Formación Las Aguaditas, quebrada Las Aguaditas y en las zonas de *Hustedograptus teretiusculus* y *Climacograptus bicornis* en La Formación Los Azules (Ortega, 1987; Brussa, 1994, 1996; Kaufmann, 2008). Serra (2017) identifica especímenes de *Thamnograptus?* sp., Zona de *L. dentatus*, en la Formación Gualcamayo, cerro La Chilca para el Darriwiliano (Da2).

### **Género *Wuninograptus* Ni, 1981**

Especie tipo: *Wuninograptus quadribrachiatus* Ni (1981).

Diagnosis (Ni, 1981): “*Rhabdosome consisting of three to four reclined stipes. Sicula and thecae with a long, tongue-shaped apertural process. Development of Isograptid type and Dichograptid type*”.

Tubarío compuesto por tres o cuatro estipes reclinados. Sícula y tecas con proceso apertural largo, en forma de lengua. Desarrollo tipo isograptido y dicograptido.

### ***Wuninograptus* sp.**

Fig. 8.13, 1-3/ Lám 8.3, Fig 7.

2003 *Wuninograptus* sp., Toro & Brussa, pág. 455, Pl. 9, Fig. 3.

**MATERIAL:** Dos especímenes maduros incompletos PI 1505 A y B, un extremo proximal PI 1747, restos de estipes PI 1748, 1359, 1432, 1457, 1469.

**DESCRIPCIÓN:** Tubario constituido por 3 o posiblemente 4 estipes reclinadas de segundo orden. En la parte proximal se observa una sícula corta de 0,4 mm de longitud con un nema breve y un denticulo en forma de lengua de 0,28 mm de largo. La apertura sicular es de *ca.* 0,2 mm. El funículo no puede observarse con claridad en estos ejemplares. Los estipes tienen un ancho proximal de 0,36 mm a nivel de la apertura de la  $t1^1$  que aumenta gradualmente a 0,5-0,68 mm hacia distal. Si bien en algunos fragmentos de estipes el ancho aumenta rápidamente de 0,5 mm a 0,9 mm. La longitud de las ramas es de aproximadamente 8 mm, volviéndose distalmente casi paralelos. Las tecas tienen largas y delgadas protecas que se ensanchan rápidamente en su porción metatecal en la parte proximal de la colonia. Hacia la parte media y distal estas protecas se vuelven más cortas y las metatecas se ensanchan. Las tecas llevan largos y amplios procesos aperturales, suavemente curvados hacia abajo. El 2TRD es de 1,4 mm, valor que parece mantenerse constante a lo largo del estipe en los ejemplares maduros, si bien en algunos fragmentos de ramas esta medida es de 1,24 mm.

**DISCUSIÓN:** El material descrito es asignado al género *Wuninograptus* considerando la presencia de amplios procesos aperturales en la sícula y en las tecas y la forma de las tecas con largas y delgadas protecas y metatecas cortas y ensanchadas. Los ejemplares aquí estudiados recuerdan al material descrito por Ni (1981) para la Formación Ningkuo de China, en la forma de la colonia y de las tecas. Sin embargo, la longitud de la sícula en los ejemplares de la sierra de Villicum es menor (1 mm de longitud en *W. quadribrachiatus* y 0,6 mm para *W. tribrachiatus* y *W. erectus*) y anchos distales de los estipes considerablemente mayores (0,2 mm a 0,3 mm en el material chino).

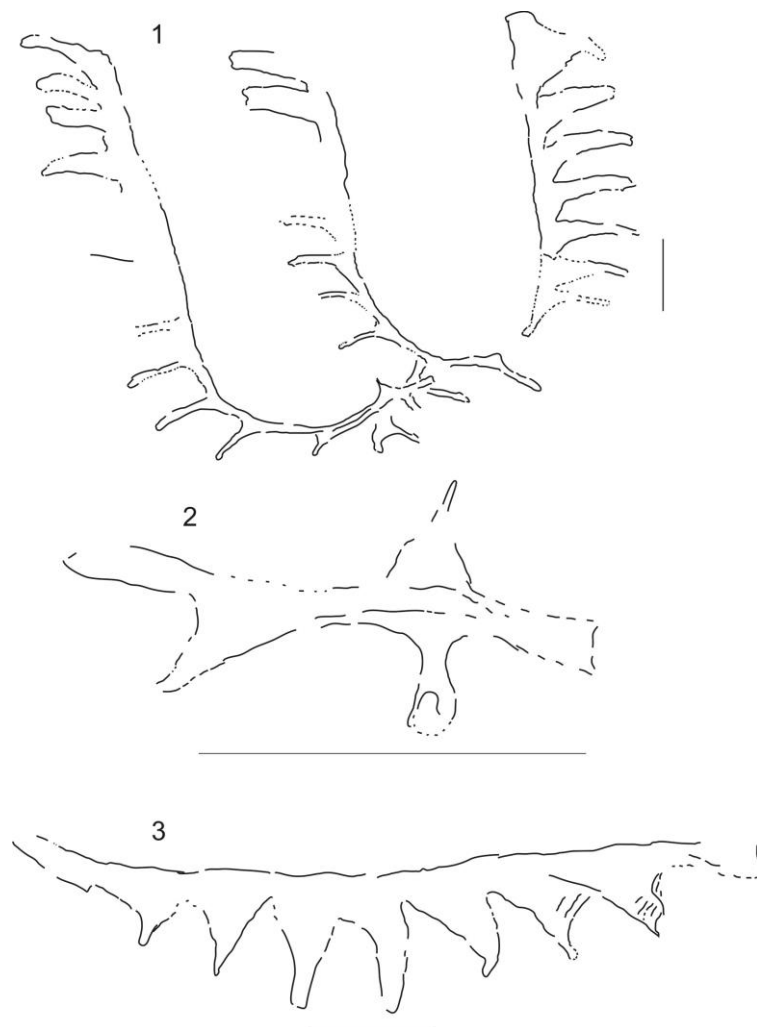
Los tubarios de Villicum recuerdan a los descritos para la Formación Gualcamayo en el cerro Potrerillo como *Wuninograptus* sp. (Ortega & Albanesi, 2000). Este material muestra algunas diferencias con los ejemplares chinos en las dimensiones (semejantes a las aquí descritas) y en el número de tecas que componen el funículo (al menos 3 tecas), al igual que el material descrito como *Kinnegraptus azulensis*



Ortega n. sp. para la Formación Los Azules en el cerro Viejo de Huaco (Ortega, 1987). En todos los casos estos especímenes proceden de la Zona de *P. elegans* del Darriwiliano tardío. Los ejemplares de *Wuninograptus* de la sierra de Villicum, escasos e incompletos, no permiten realizar una diagnosis específica segura.

Escasos fragmentos de estipes presumiblemente referibles a este género, aunque posiblemente a una especie diferente, fueron hallados en la biozona infrayacente (Zona de *H. spinosus*) en la quebrada de La Pola.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola y Cecilia.



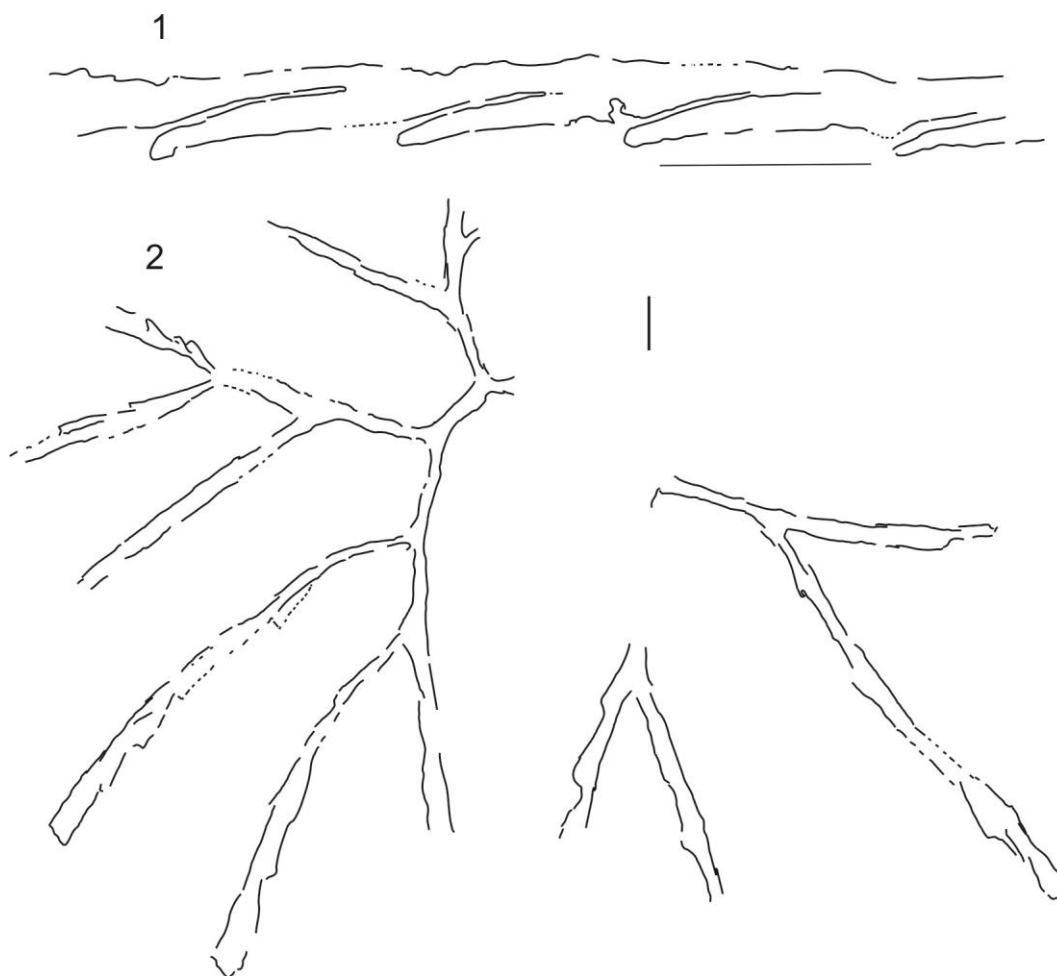
**Fig. 8.13** *Wuninograptus* sp. Escala gráfica= 1 mm. PI 1505B, muestra C2, Zona *P. elegans*. PI 1747, muestra LP11, Zona *P. elegans*. PI 1748, muestra LP11, Zona *P. elegans*.

## Suborden **Dichograptina Lapworth, 1873**

La diagnosis de este grupo de graptolitos refiere a colonias multiramadas o formadas por dos estipes, birradiadas, con un desarrollo del extremo proximal de tipo isográpido y simetría meandrográptida. La forma de la colonia puede ser escandente a reclinada, horizontal o pendiente. Las tecas son de morfología simple, con o sin desarrollo de un rutelo. Algunos taxones primitivos pueden poseer una biteca sicular; el tipo de brotación es por dicotomía o cladio. Ordovícico Inferior (Tremadociano superior, Zona de *Hunnegraptus copiosus*)- Ordovícico Medio (Darriwiliano superior, Zona de *P. elegans*) (Maletz, *et al.* 2018b).

- **Familia Dichograptidae Lapworth, 1873**

La Familia Dichograptidae incluye a graptolitos birramosos o multiramados con desarrollo proximal isográpido, y canales de cruce dispuestos simétricamente y simetría meandrográptida; poseen una pequeña prosícula, con una metasícula cónica, ensanchada y más grande; las tecas son simples tubos ensanchados con o sin rutelo; la brotación es dicótoma a lateral. Ordovícico Inferior (Tremadociano superior, Zona de *Hunnegraptus copiosus*) – Ordovícico Medio (Dapingiano, Zona de *Expansograptus hirundo*) (Maletz *et al.*, 2018b).



**Fig. 8.14** Escala gráfica=1mm. 1- Sinogrptido indet., PI 1702, muestra DB13, Zona de *H. lentus*. 2- *Anomalograptus?* sp., PI 1078, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*.

**Dichogrptido? indet**

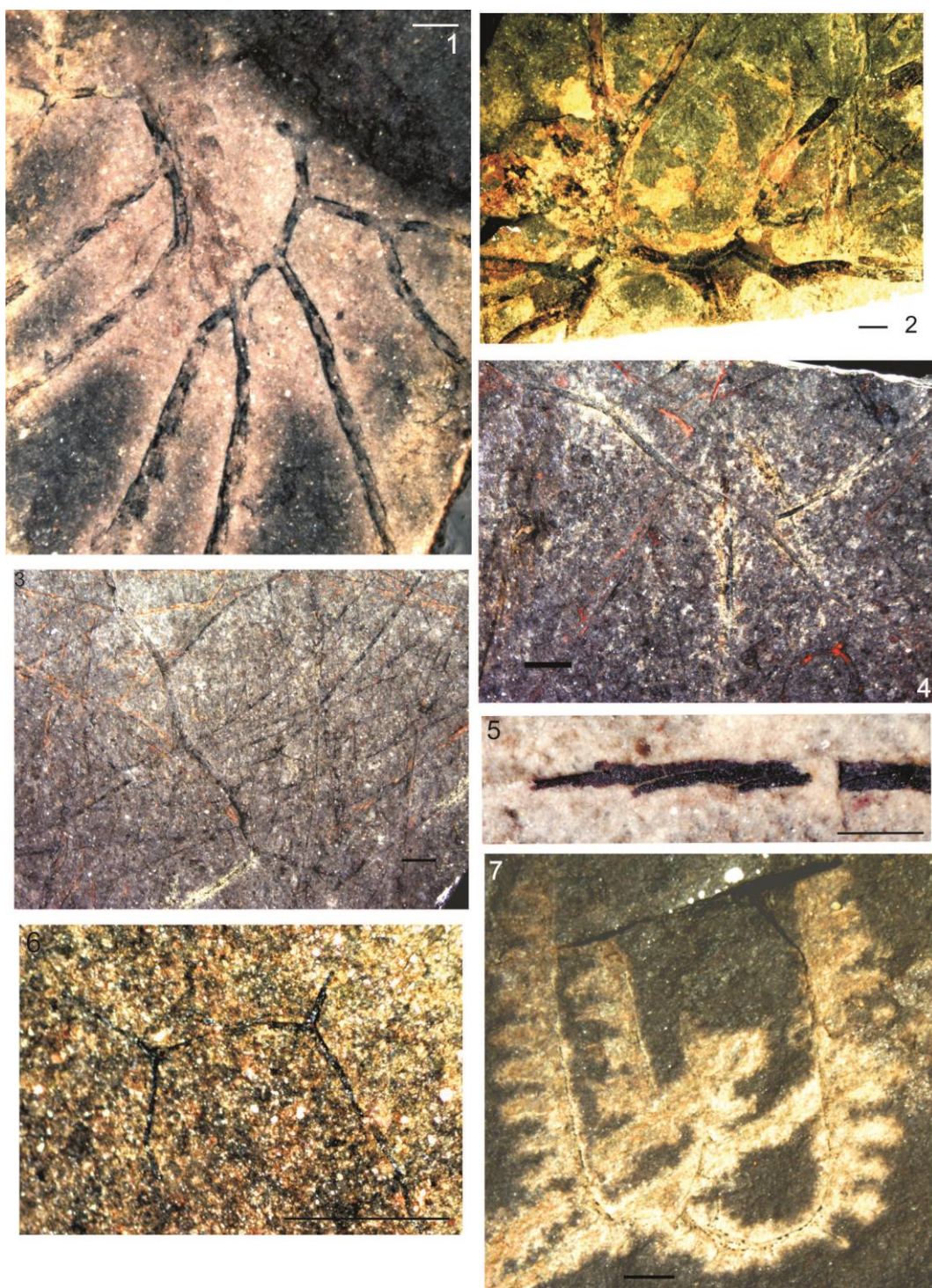
Lám 8.3, Fig. 2

MATERIAL: PI N 1079.

DESCRIPCIÓN: Se trata de una colonia ramosa de estipes gruesas de *ca.* 0,5 mm de ancho. Las tecas poseen un proceso apertural. La escasez de material y el hecho de que no fueran hallados extremos proximales impiden una diagnosis de este espécimen, por ello se lo clasifica como *Dichograptido? indet.*

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio.





**LÁMINA 8.3** Escala gráfica= 1mm

1. *Anomalograptus?* sp., PI 1083, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 2. Graptolito indet (dichograptido?), PI 1079, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 3. *Thamnograptus* sp., CORD-PZ 25772, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 4. *Thamnograptus* sp., CORD-PZ 25774B, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 5. Rama sinograptido indet, PI 1702, estipes delgados, muestra DB13, Zona de *H. lentus*. 6.

*Jiangshanites?* sp. PI 1805, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 7. *Wuninograptus* sp., PI 1505, muestra C1, Zona *P. elegans*.

• **Familia Phyllograptidae Lapworth, 1873**

Maletz *et al.* (2018b) agrupan en esta Familia a los graptoloideos con colonias de cuatro a dos ramas, pendientes a horizontales, reclinados, reflexos y escandentes producidos por una dicotomía proximal y con las tecas  $t_3^1$  y  $t_3^2$  dicalicales; la sícula es cónica, con ensanchamiento distintivo hacia la apertura, posee rutelo y una pequeña prosícula; las tecas son tubos simples, que a menudo poseen un rutelo conspicuo; el desarrollo proximal es isográpido dextral. Ordovícico Inferior (Floiano Zona de *Paratetragraptus approximatus*) – Ordovícico Medio (Darriwiliano, Zona de *Pterograptus elegans*).

**Género *Pseudophyllograptus* Cooper & Fortey (1982)**

Especie tipo: *Phyllograptus angustifolius angustifolius* Hall (1858).

Diagnosis (Maletz *et al.*, 2018b): “*Phyllograptid with four stipes united along dorsal margins, producing cruciform cross section; median septa cruciform, imperforate; proximal development isograptid, dextral.*”

Filográpido compuesto por cuatro estipes unidos por sus márgenes dorsales, generando un sección transversal cruciforme; septo mediano cruciforme imperforado; desarrollo proximal isográpido dextral.

***Pseudophyllograptus* sp.**

Lám. 8.4, Fig. 4

2003 *Pseudophyllograptus* sp., Toro & Brussa, Pl. 8, Figs. 14-15; Pl. 9, Fig. 1.



MATERIAL: PI N°: 1174, 1180, 1181, 1183, 1184, 1185, 1186, 1191, 1198, 1200, 1208, 1206, 1204, 1202, 1214, 1216, 1221, 1691, 1693, 1697, 1729, 1731, 1778, 1706, 1707, 1708, 1710, 1713. CORD-PZ: 25694, 25702, 25699.

DESCRIPCIÓN: El tubario posee una morfología fusiforme. La longitud de una de las colonias completas (PI 1221) es de 4,68 mm y posee un ancho máximo de 3,68 mm. La sícula carece de virguela. Las primeras tecas se disponen horizontalmente y las siguientes crecen a 45° de divergencia respecto al eje del estipe. Las aperturas tecales son cóncavas y se observan dentículos notorios. El valor de 2TRD 1,23 mm en los niveles medios de la colonia.

DISCUSIÓN: Los ejemplares de *Villicum* fueron asignados al género *Pseudophyllograptus* en base a la morfología general de las colonias, que se caracteriza por la disposición horizontal del primer par techal, lo cual lo diferencia del género *Phyllograptus* donde las primeras tecas se dirigen hacia arriba. El ángulo entre las tecas y el eje del estipe es mayor en *Pseudophyllograptus*. Además las tecas son menos curvadas en el extremo proximal comparado con *Phyllograptus*. No obstante, la deficiente preservación impide una diagnosis específica.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zonas de *L. dentatus* y *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio y Zona de *H. spinosus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie se registra en el ámbito de la Precordillera Central, en diversas localidades: Sierra de La Invernada, base de la Formación Sierra de La Invernada, en las zonas de *Levisograptus austrodentatus* (Da1) y *Levisograptus dentatus* (Da2) (Brussa, 1997b y c; Toro & Brussa, 2003; entre otros). Serra (2017) identifica esta especie en la Formación Gualcamayo, cerro La Chilca. Zona de *L. dentatus*, Darriwiliano (Da2).

Maletz (1997b) menciona la presencia de algunos ejemplares del género *Phyllograptus* en la Zona de *P. elegans* en Oslo, Noruega, siendo éstos los más jóvenes en el registro estratigráfico global.

**Género *Pseudotrigonograptus* Mu & Lee (1958)**

Especie tipo: *Graptolithus ensiformis* (Hall, 1865) posteriormente *Retiolites ensiformis*, *sensu* Rickards (1973).

Diagnosis: (Maletz *et al.*, 2018b) “*Quadrise rial or rarely trise rial, scandent phyllograptid with stipes not only united along their dorsal margins, but also in lateral contact, elliptical in cross section; median septa cruciform, imperforate; proximal development isograptid, dextral; thecae may show continued growth.*”

Filigrápido cuadriseriado o triseriado, escandente, con estipes unidos por su margen dorsal y en contacto lateral; sección transversal elíptica, septomediano cruciforme, imperforado; desarrollo proximal isográpido, dextral; las tecas pueden mostrar crecimiento continuo.

***Pseudotrigonograptus ensiformis* (Hall, 1865)**

Lám. 8.4, Fig. 1-3

1858 *Graptolithus ensiformis* Hall, p. 167

1973 *Pseudotrigonograptus ensiformis*, Rickards, pp. 599-602, Fig. 1-3.

1982 *Pseudotrigonograptus ensiformis*, Cooper & Fortey, p.248-249. Fig. 53 a-b.

1997 *Pseudotrigonograptus ensiformis*, Brussa, p. 380-381, Lám. I, Fig. b, Text-fig. 4 a-c.

2000 *Pseudotrigonograptus ensiformis*, Ortega & Albanesi, pp. 38-39, Fig. 4 a-b.

2003 *Pseudotrigonograptus ensiformis*, Toro & Brussa, p. 454, Pl. 9, Fig.4-5.

2017 *Pseudotrigonograptus ensiformis*, Serra, Lám. 2, Fig. C; Fig. 7.2: F.

MATERIAL: PI N°: 972, 979, 984, 986, 989, 991, 995, 997, 999, 1022, 1034, 1035, 1112, 1114, 1120, 1169, 1519, 1625, 1626, 1628, 1637, 1651, 1666, 1680, 1690, 1692, 1724.

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: Tubario fusiforme alargado de por lo menos 20 mm de longitud y de hasta 2,5 mm de ancho máximo, en los cuales no se pueden observar la cantidad de series tecales que lo componen, ni las aperturas tecales.

Los ejemplares aquí estudiados concuerdan con *P. ensiformis* de acuerdo con las descripciones dadas por Williams & Stevens (1988), Ortega & Albanesi (2000) y Toro & Brussa (2003).

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zonas de *L. dentatus* y *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebradas Don Braulio y de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** Especímenes referibles a esta especie se registran desde la Zona de *I. lunatus* y *H. lentus* a nivel global (e.g.: Williams & Stevens, 1988 y Ortega *et al.*, 2007a). Cooper & Fortey (1982) describen esta especie en la Formación Valhallfonna, Spitsbergen, Svalbard, Ordovícico Inferior y Medio.

En la Precordillera argentina la especie *P. ensiformis* es un taxón común en las formaciones Los Azules, Gualcamayo y Sierra de La Invernada, y aparece en la Zona de *Isograptus victorae maximus* hasta la Zona de *Holmograptus lentus*, siendo más frecuente en las zonas de *Levisograptus austrodentatus* y *L. dentatus* (Cuerda & Furque, 1985; Ortega *et al.*, 1993; Brussa & Astini, 1998, Ortega & Albanesi, 2000; Toro & Brussa, 2003, entre otros). Serra (2017) identifica numerosos ejemplares en la Zona de *L. dentatus* en el miembro inferior de la Formación Los Azules (quebrada Oculta), Darriwiliano (Da2).

**Género *Tetragraptus*** Salter, 1863

Especie tipo: *Fucoides serra* Brongniart (1828).

Diagnosis Maletz *et al.* (2018b): “*Phyllograptid with four horizontal to reclined, reflexed and scandent stipes; proximal end isograptid, dextral, with wide crossing canals and tetragraptid proximal end; thecae with considerable overlap and moderate development of rutellum.*”

Filograptido con cuatro estipes horizontales a reclinados, reflexos y escandentes, desarrollo proximal isograptido dextral, con anchos canales de cruce y desarrollo proximal tetragraptido, tecas con considerable solapamiento y desarrollo moderado del rutelo.

***Tetragraptus bigsbyi*** (Hall, 1858)

Lám. 8.4, Figs. 9-10

1858 *Phyllograptus similis*, Hall, Geol. Survey Canada Rep, 1857, p. 140.

1865 *Graptolithus bigsbyi*, Hall, Grap. of Quebec Group, p. 86, Pl. XVI, figs. 22-30.

1895 *Tetragraptus bigsbyi*, Holm, Geol. Fören Förhandl, vol. XVII, p. 319.

2000 *Tetragraptus bigsbyi*, Ortega & Albanesi, p. 36, fig. 3 e-h. (*cum syn.*)

2003 *Tetragraptus bigsbyi*, Toro & Brussa, p. 453, pl. 8, fig 4-6.

2017 *Tetragraptus bigsbyi*, Serra, p. 156, Lám. 2 fig. E y Lám. 4 fig. A.

MATERIAL: PI N°: 1110, 1084, 1804

DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN: Tubario constituido por cuatro ramas reclinadas que se ensanchan desde 1,5 mm en proximal hasta 2,4 mm hacia distal. Los estipes tienen un característico margen dorsal cóncavo. El extremo proximal no se ha preservado claramente en ninguno de los ejemplares estudiados. Las tecas son tubos simples ensanchados suavemente con aperturas cóncavas y dentículos ventrales.

Los ejemplares coinciden con *T. bigsbyi* (Williams & Stevens, 1988).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio y Zona de *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie se registra desde el Floiano al Darriwiliano medio con una distribución global (Williams & Stevens, 1988). En la Precordillera ha sido citada para las formaciones Gualcamayo y Los Azules en diversas localidades (Peralta, 1986a; Ortega & Albanesi, 2000; Toro & Brussa, 2003 y bibliografía citada; Ortega *et al.*, 2007a; Serra *et al.*, 2017a).

***Tetragraptus cf. T. erectus*** Mu, Geh & Yin (en Mu, Lee, Geh & Yin 1962)

Fig. 8.15/ Lám 8.4, Fig. 7-8.

cf. 1962 *T. erectus* Mu, Geh & Yin (en Mu, Lee, Geh & Yin 1962)

1964 *T. cf. T. erectus*, Geh, p. 387-388, Pl. 4, Fig. 13; Text-figs. 8 a, b; p. 401.

1989 *Tetragraptus* (*Tetragraptus*) n. sp., Carter, p. B4, Figs. 4f, h.

1997b *T. cf. T. erectus*, Maletz, p. 26, Text-figs. 8A-C; Pl. 1, Figs. F, H.

2005 *T. cf. T. erectus*, Ganis, p. 799, Fig. 3G.

MATERIAL: PI 1280, 1304.

DESCRIPCIÓN: La colonia más completa esta constituida por tres ramas fuertemente reclinadas que se curvan distalmente hacia adentro. El ancho de los estipes a nivel de la primera teca es de 0,6 mm aumentando a 1,2 mm en la parte media y a 1,52 mm distalmente. Los estipes alcanzan 9,6 mm de longitud. Las tecas son tubos que se ensanchan hacia la apertura con dentículos pronunciados. Las mismas se inclinan con ángulos de 30° y 40° hacia distal. La parte proximal del tubario se encuentra parcialmente preservada.

DISCUSIÓN: Las dimensiones y morfología de estos tubarios, la existencia de estipes marcadamente reclinados y la forma de las tecas con fuertes dentículos concuerda con *T. erectus* de Mu, Geh & Yin. Sin embargo, el material aquí estudiado escaso e incompleto no permiten efectuar una dignosis segura.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Maletz (1997b) describe esta especie en asociación con *Hustedograptus* sp. nov., *A. caelatus* y *Proclimacograptus angulatus*, los cuales indicarían la parte inferior de la Zona de *P. elegans*.

Ganis (2005) reconoce *T. cf. T. erectus* en la Zona de *P. elegans* de la sucesión de Hamburg de Pensilvania, Norteamérica.





**Fig. 8. 15.** *Tetraraptus* cf. *T. erectus*. Escala gráfica= 1mm. PI 1304, muestra LP7, Zona *P. elegans*.

?*Tetraraptus reclinatus* Elles & Wood, 1902

Lám. 8.4, Fig. 6

1902 *Tetraraptus reclinatus*, Elles & Wood, p. 67, Fig. 41, Pl. 6, Figs. 5a-e.

1963 *Tetraraptus reclinatus*, Ross & Berry, p. 79, Pl 3, Fig. 3.

1982 *Tetraraptus reclinatus reclinatus*, Cooper & Fortey, p. 203, Fig 24 a-b, Fig. 25 a-f.

2017 ?*Tetraraptus reclinatus*, Serra, p. 160, Fig. 7.2 D, M.

**MATERIAL:** Un ejemplar, CORD-PZ 25749.

**DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN:** Un único tubario maduro con un funículo de 1,4 mm de longitud, y estipes reclinados. Los estipes secundarios poseen un ancho proximal de 0,3 mm y un ancho distal de 1,3 mm. La longitud de uno de los estipes alcanza los 6 mm. Las tecas son simples ensanchándose hacia su apertura, están inclinadas 45° con respecto al eje del estipe. Se cuentan 13 tecas en 10 mm.

Si bien las dimensiones de esta especie concuerdan con *T. reclinatus* (Ross & Berry, 1963), la escasés y pobre preservación del material impiden una diagnosis certera.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie fue descrita en la Formación Phi Kappa, Norteamérica (Ross & Berry, 1963). Cooper & Fortey (1982) discuten esta especie con gran detalle, a partir de material proveniente de Formación Valhallfonna, Spitsbergen, Svalbard, Noruega.

Recientemente, Serra (2017) identifica y describe esta especie en la Precordillera de Argentina, Formación Los Azules, quebrada Oculta. Zona de *L. dentatus* Darriwiliano (Da2).

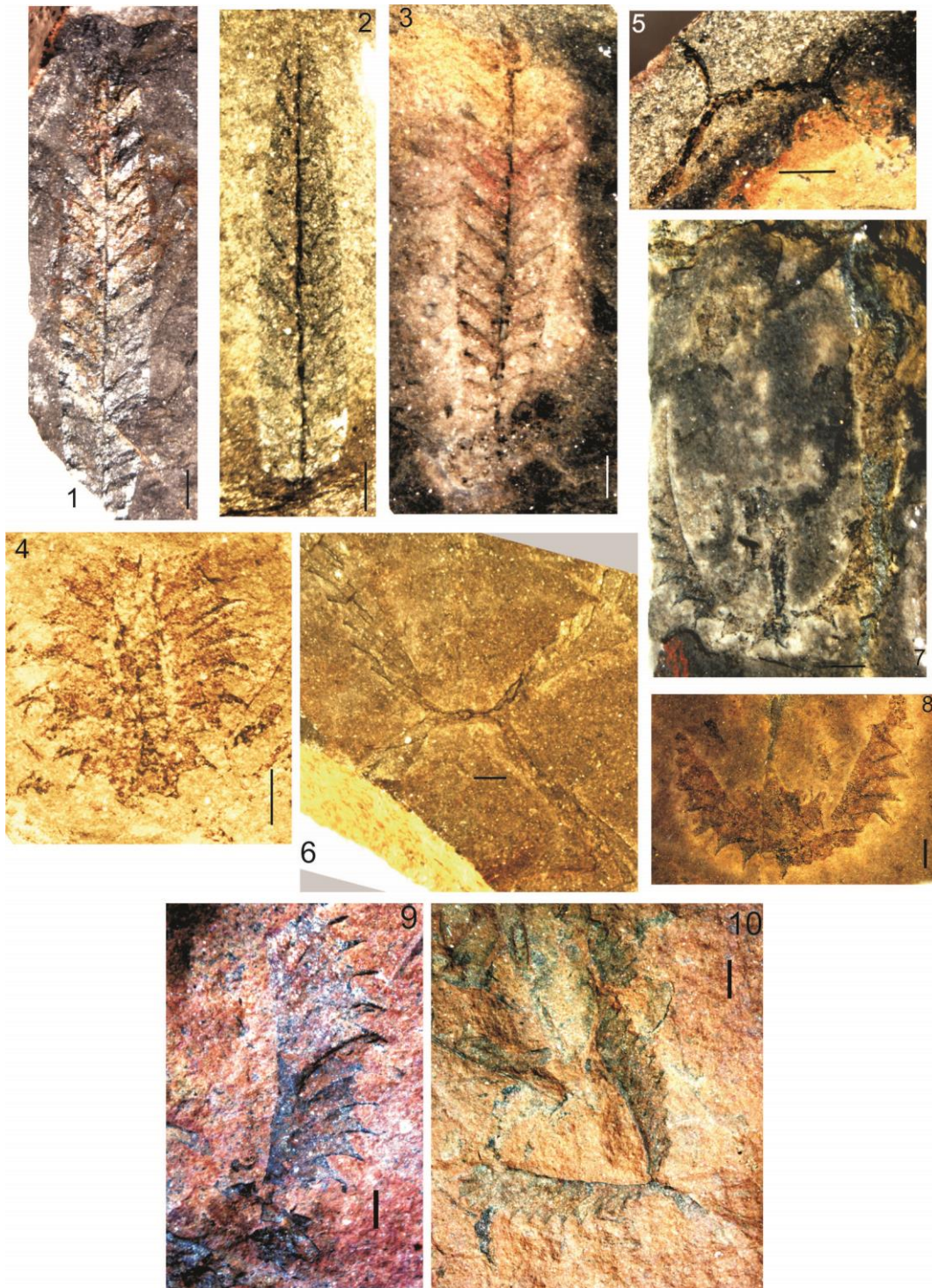
***Tetragraptus* sp.**

Lám. 8.4, Fig. 5

MATERIAL: El material es fragmentario y solamente fue hallado un ejemplar PI N° 1073

DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN: El material es escaso y solo se pudo observar un extremo proximal conformado por un funículo de 1,89 mm de longitud y cuatro estipes. Los estipes están rotos, alcanzando el más completo sólo 2,1 mm de longitud. Los estipes se encuentran dispuestos con un ángulo de divergencia superior a los 110°. Debido a la escasés y pobre preservación del material, no ha sido posible efectuar una diagnosis específica.

HORIZONTE y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio.



**LÁMINA 8.4.** Escala gráfica= 1mm. **1-3.** *Pseudotrigrionograptus ensiformis*

1. PI 991, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 2. PI 979B, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 3. PI 1680, muestra DB6, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **4.** *Pseudophyllograptus* sp. PI 1221, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. **5.** *Tetragraptus* sp., PI 1073, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **6.** *?Tetragraptus reclinatus*, CORD-PZ 25749, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **7-8.** *Tetragraptus* cf. *T. erectus*. 7. PI N° 1304, muestra LP7, Zona de *P. elegans*. 8. PI N° 1280, muestra LP7, Zona de *P. elegans*. **9-10.** *Tetragraptus bigsbyi*, PI N° 1804, Zona de *L. dentatus*.

• **Familia Pterograptidae Mu, 1950**

De acuerdo a Maletz (2014b) y Maletz *et al.* (2018) las colonias están compuestas por dos estipes pendientes, deflexos a horizontales, con brotación por cladio tecal en algunos taxones produciendo formas multiramadas. La sícula es cónica y se ensancha hacia la apertura, con distintiva virguela dorsal y origen antivirgellar de la  $t1^1$ . El desarrollo proximal es isográpido o de tipo artus, dextral; las tecas son simples, ensanchándose hacia las aperturas con rutelos de desarrollo moderado.

**Género *Pterograptus* Holm, 1881**

Discusión: “*Pterograptid with long slender sicula, prosicula expanded, origin of  $th1^1$  on metasicula,  $th1^1$  dicalycal (artus-type development); alternating cladial branches on each theca of the two main stipes; main stipes declined to deflexed*” (Maletz, *et al.* 2018b).

Pterográpido con sícula alargada y delgada, prosícula extensa, origen metasicular de la  $t1^1$ ;  $t1^1$  dicalycal (desarrollo tipo artus); ramas por cladio alternantes en cada techa de los dos estipes principales, los cuales son declinados a deflexos.

Especie tipo: *Pterograptus elegans* Holm (1881).

***Pterograptus elegans* Holm 1881**

Fig. 8.16, 1-2/ Lám 8.5, Figs. 1-2

1881 *Pterograptus elegans* nov. sp., Holm, pp. 77-78, Figs. 1-3.

1911 *Pterograptus elegans*, Hadding, pp. 487-494, Pl. 7, Figs. 1- 5.

1964 *Pterograptus elegans*, Berry, pp. 82- 84. Pl. 1, Figs.1, 3.

1964 *Pterograptus* sp., Berry, pp. 84- 85, Pl. 1, Figs. 4-6, Pl. 2, Fig. 8.

1989 *Pterograptus elegans*, Carter, pp. B3-B4, Figs. 6B, C, 7 A-C.

1991 *Pterograptus elegans*, Ni, Pl. 1, Fig. 1-4, Text-Fig 1.

1997 b *Pterograptus elegans*, Maletz, pp. 32-33, Text-Figs. 11A, B, Pl. 1, Fig. K, Pl. 7, Fig. C.

2000 *Pterograptus elegans*, Ortega & Albanesi, pp. 40-41, Fig. 5 g-i.



2003 *Pterograptus elegans*, Toro & Brussa, Pl. 8, Figs. 14-15; Pl. 9, Fig. 1.

2003 *Pterograptus elegans*, Máspero Castro *et al.*, Fig. 3A.

2016 *Pterograptus elegans*, Chen *et al.*, pp. 125-128, Fig. 6-11 A, E; 6-13A-F. (*cum syn.*).

MATERIAL: PI N°: 1227, 1318, 1322, 1327, 1328, 1330, 1332, 1333, 1337, 1414, 1480.

DESCRIPCIÓN: El material coleccionado es fragmentario e incompleto. El tubario es atenuado, pendiente y consiste en dos estipes de primer orden y estipes secundarios producidos por cladio tecal. Una de las colonias, posee una longitud total de 10 mm. El extremo proximal de estas colonias está deficientemente preservado. Las tecas son simples ensanchándose hacia su apertura, largas y con traslapamiento escaso. Poseen aperturas rectas y perpendiculares al eje del estipe. El valor de 2TRD en la porción media de uno de los estipes es de 2,12 mm.

DISCUSIÓN: La morfología general y las dimensiones de las colonias identificadas en el área de estudio concuerdan con *P. elegans* (Maletz, 1997b; Chen *et al.*, 2016).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *Pterograptus elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

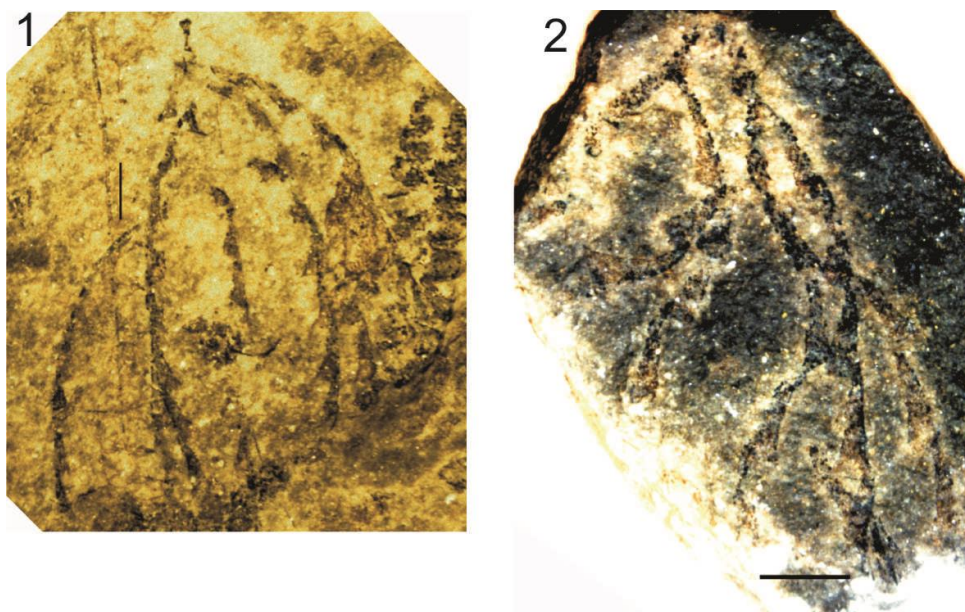
DISTRIBUCIÓN: Esta especie ha sido hallada en Precordillera Central, en la parte inferior del miembro medio de la Formación Los Azules en el faldeo occidental del cerro Viejo de Huaco (Ortega, 1987; Ottone *et al.*, 1999), y en la Formación Gualcamayo aflorante en el cerro Potrerillo (Ortega & Albanesi, 2000) y en la quebrada de La Corridita (Máspero Castro *et al.*, 2003). En la sierra de Villicum esta especie ha sido mencionada por Kaufmann & Ortega, (2017) en pelitas verdes atribuidas a la Formación La Cantera por Heredia *et al.* (2014).

En Escandinavia, *P. elegans* fue registrado en la biozona homónima en el sur de Suecia (Ekström, 1937) y en la Zona de *Didymograptus murchisoni* o en la Zona de *P. elegans* en la región de Oslo, Noruega (Berry, 1964). En Lake District, Inglaterra esta especie fue mencionada por Skevington (1970). En China, la especie ha sido documentada en numerosas áreas (ver Chen *et al.*; 2016).





**Fig. 8. 16. *Pterograptus elegans*.** Escala gráfica= 1mm. 1. PI 1318, muestra LP8, Zona *P. elegans*. 2. PI 1414, muestra LP11, Zona *P. elegans*.



**LÁMINA 8.5 *Pterograptus elegans*.** Escala gráfica= 1mm. 1. PI 1318, muestra LP8, Zona *P. elegans*. 2. PI 1414, muestra LP11, Zona *P. elegans*.

**Género *Pseudobryograptus* Mu, 1957**

Especie tipo: *Pseudobryograptus parallelus* Mu, 1957

Diagnosis Maletz *et al.* (2018 b): “*Small, pendent tubarium with 5–8 stipes; thecae simple with low inclination and overlap; branching after the initial dichotomy possibly by cladia generation; proximal development likely artus type*”.

Tubario pendiente pequeño con 5-8 estipes; tecas simples con baja inclinación y solapamiento; luego de la dicotomía inicial, la brotación es posiblemente por cladio, desarrollo proximal tipo artus.

***Pseudobryograptus* sp.**

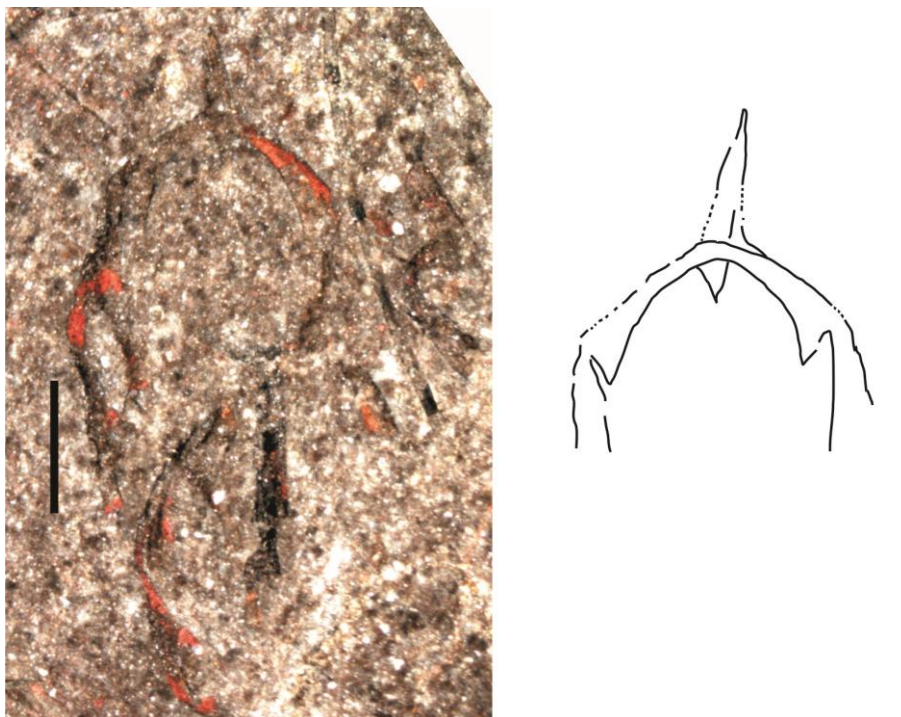
Fig. 8.17

MATERIAL: Unos pocos ejemplares procedentes de la Zona de *L. dentatus*, en la quebrada Don Braulio, CORD-PZ 25774 A y B.

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: Tubario de hábito pendiente compuesto por estipes de por lo menos hasta tercer orden; la sícula es delgada tiene una longitud de 1,14 mm y un ancho apertural de ca. 0,24 mm. El ancho de los estipes a nivel de la apertura de la  $t1^1$ - $t1^2$  es de 0,36 -0,38 mm. En el extremo proximal se observa el canal de cruce de la  $t1^2$ . Las tecas tienen delgadas protecas que abren en metatecas amplias.

Las formas de estos tubarios con sícula delgada y con varias ramas pendientes son características del género *Pseudobryograptus* como fuera definido por Mu (1957) para Changshan, China.

DISTRIBUCIÓN: El género ha sido descrito para la Zona de *H. lentus* de China, Australia y posiblemente Canadá (Maletz *et al.*, 2018b). En Argentina el género fue identificado en diversas secciones de la Precordillera Central, en las formaciones Gualcamayo y Los Azules (*e.g.*: Cuerda & Alfaro, 1986; Ortega & Albanesi, 2000; Frigerio, 2004; Máspero Castro, 2003; Ortega *et al.*, 2007a; Serra *et al.*, 2017a) en niveles referibles a la Zona de *L. dentatus*.



**Fig. 8.17.** *Pseudobryograptus* sp.CORD PZ 25774A, Zona *L. dentatus*, quebrada Don Braulio.

## Suborden **Glossograptina** Jaanusson, 1960

La definición del suborden *Glossograptina sensu* Maletz & Zhang (2016) incluye a las colonias que poseen simetría isograptida, y tienen dos ramas. Pueden ser reclinadas a escandentes, y tener una disposición de los estipes monopleural o dipleuraleal. La sícula es cónica y se ensancha hacia su apertura. Las tecas son de morfología simple, y a veces desarrollan un rutelo. En algunas especies se observan espinas aperturales laterales y desarrollo de lacinia. Las familias que forman parte de este suborden se enumeran a continuación.

- **Familia Isograptidae** Harris, 1933

### **Subfamilia Isograptinae** Harris, 1933

Según Maletz & Zhang (2016): “*Two-stiped, reclined to scandent or proximally scandent, dipleural Glossograptina with isograptid symmetry; sicula conical, often elongated, widening slowly towards the aperture, with small prosicula; origin of th1<sup>1</sup> in lower part of prosicula; proximal development type isograptid, dextral; thecae simple, widening tubes, often with distinct rutellum*”.

Glosograptina dipleural de dos estipes, reclinados a escandentes o escandentes en proximal, con simetría isograptida; sícula cónica, a menudo alargada, que se ensancha lentamente hacia la apertura, con una pequeña prosícula; origen de th1<sup>1</sup> en la parte inferior de la prosícula; tipo de desarrollo proximal isograptido, dextral; tecas simples tubos, que se ensanchan, a menudo con distintivo rutelo.

**Género *Isograptus* Moberg (1892)**

Especie tipo: *Didymograptus gibberulus* Nicholson (1875).

Diagnosis (Maletz & Zhang, 2016): “*Reclined, two-stiped isograptids; thecae simple with rutellate apertures, shorter and wider in earlier species, with thecal length increasing in later species; proximal development type isograptid, dextral, with low prosicular origin of th11, rarely sinistral*”.

Isograptido compuesto por dos estipes reclinados; tecaas simples con rutelo en las aperturas, cortas y anchas en especies primitivas con longitudes tecales que se incrementan en especies evolucionadas; desarrollo proximal tipo isograptido dextral, con origen de la t1<sup>1</sup> en la parte inferior de la prosícula, raramente sinistral.

***Isograptus?* sp.**

Fig. 8.18, 10

MATERIAL: Un único ejemplar incompleto y deficientemente preservado PI N° 1671.

DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN: Tubario maduro, incompleto formado por dos estipes fuertemente reclinadas ángulo axial de 25°. La porción proximal está rota. La parte supradorsal de la sícula y la t1<sup>1</sup> es corta (0,6 mm). La sícula posee un pequeño

nema en su ápice. Los estipes tienen un ancho de 1,9 mm a nivel de la flexura inicial que aumenta ligeramente a 2 mm hacia distal. Las tecas están curvadas, poseen aperturas cóncavas y rutelos marcados cuando se encuentran preservados. Las tecas de los estipes presentan una inclinación inicial de 35° a 45° curvándose luego hacia afuera.

El material escaso e incompleto impide efectuar una diagnosis específica segura, sin embargo, el mismo podría pertenecer a *Isograptus divergens*, la única especie de este género registrada en la Zona de *L. dentatus* en la Precordillera argentina (e.g., Toro & Brussa, 2003; Ortega & Rickards, 2003; Ortega *et al.*, 2007a).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio.

**Género *Parisograptus* Chen & Zhang 1996**

Especie tipo: *Isograptus curvithecatus* Hsü (1959) OD (= *Isograptus forcipiformis* Ruedemann, 1904).

Diagnosis (Maletz & Zhang, 2016): “*Reclined, two-stiped isograptids; crowded and dorsally stacked origins of early thecae with upward and downward early growth on reverse side; colony initially biserial, dipleural; proximal development type isograptid, dextral, with origin of th11 in lower part of prosicula; thecae of uniform length and overlapping, with rutella elongated proximally and rutella of sicula and th11 united in some species; fusellum attenuated in most species*”.

Isograptidos reclinados, de dos estipes; origen de las primeras tecas apretado y dorsalmente apiladas con un crecimiento temprano hacia arriba y hacia abajo en el reverso; Colonia inicialmente biserial, dipleural; tipo de desarrollo proximal isograptido, dextral, con origen de t1<sup>1</sup> en la parte inferior de la prosícula; tecas de longitud uniforme y solapada, con la rutelo alargado proximalmente y el rutelo de la sicula y de la t1<sup>1</sup> unidas en algunas especies; tejido fuselar atenuado en la mayoría de las especies.

***Parisograptus caduceus* (Salter, 1853)**



Fig. 8.18, 5-7-8/ Lám. 8.6, Fig. 4

1853 *Didymograptus caduceus*, Salter, p. 87, Fig. 1.

1971 *Isograptus caduceus* (Salter), Cooper, p. 905, text-figs. 2 a-f.

1986 *Isograptus caduceus* (Salter), Peralta, p. 63, Lám. 2, fig. 1, 9, 10.

2003 *Parisograptus caduceus*, Maletz & Zhang, pp. 301-302. Pl. 1, Figs. 1-7. Text-fig. 1 A-H, 2 A-C. (*cum syn.*)

2011b *Parisograptus caduceus*, Maletz, p. 278, Figs. 1j, 4e.

2017 *Parisograptus caduceus*, Serra, Lám. 1- D, 4 -B; Fig. 7.2: E.

MATERIAL: PI N° 983, 990, 1000, 1003, 1038, 1040, 1044, 1046, 1070, 1073, 1074, 1093, 1668.

DESCRIPCIÓN: Colonia conformada por dos estipes reclinadas (ángulo axial de 20°-25°) a casi paralelas. La sícula tiene una longitud de 2,6 mm en los especímenes pequeños a 3,45 mm en las colonias más robustas con un ancho apertural de 0,5 a 0,6 mm. Desde su ápice se desprende un nema que puede superar los 3,5 mm de longitud. Entre la sícula y la primera teca se observa una indentación profunda de *ca.* 0,5 mm, parcialmente cubierta en algunos especímenes por una pequeña membrana. A nivel de la flexura inicial los estipes poseen un ancho de 1,4 a 1,5 mm que tienden a adelgazarse a distal hasta 1,16 mm. Las tecas son curvadas y tienen aperturas cóncavas con prominentes rutelos. En algunos especímenes el 2TRD es de 2,1 mm en la t5.

DISCUSIÓN: La morfología y dimensiones de las colonias concuerda con el material de *P. caduceus* descrito por Maletz & Zhang (2003).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio. Zona de *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: En la Precordillera argentina, ha sido descrita para las zonas de *L. austrodentatus*, *L. dentatus* y *H. lentus* de las formaciones Gualcamayo y Los Azules en diversas secciones de la Precordillera Central (Cuerda & Ortega, 1987;

Brussa 1996; Toro & Brussa, 2003; Ortega & Rickards, 2003; Ortega *et al.*, 2007, Serra *et al.*, 2017a, entre otros).

Los especímenes estudiados por Cooper (1971) proceden del área de Lévis, Quebec, posteriormente investigada por Maletz (1997 a). La especie ha sido descrita de diversas localidades de Norteamérica, Australasia, China y Escandinavia (Maletz & Zhang, 2016).

## **Subfamilia Arienigraptinae** Yu & Fang 1981

### **Género *Arienigraptus*** Yu & Fang (1981)

Especie tipo: *Arienigraptus jiangxiensis* Yu & Fang (1981).

Diagnosis (Maletz & Zhang, 2016): “*Two-stiped, reclined manubriate isograptids with simple arienigraptid proximal structure and isograptid symmetry; th1<sup>2</sup> and th2<sup>1</sup> cover sicula and th1<sup>1</sup> in reverse view, showing arienigraptid suture; proximal development type isograptid, dextral; manubrium wedge of highly variable dimensions; th1<sup>2</sup> with right-handed origin; thecae simple to advanced manubriate; stipes often poorly developed*”.

Isograptidos con dos estipes reclinados, manubriados, con estructura proximal arienigráptida simple y simetría isográptida; las tecas t1<sup>2</sup> y t2<sup>1</sup> cubren la sícula y t1<sup>1</sup> en vista reversa, que muestra la sutura arienigráptida; desarrollo proximal tipo isográptido, dextral, manubrio de variables dimensiones; t1<sup>2</sup> con origen dextral, tecas con manubrio simple a avanzado.

### ***Arienigraptus angulatus*** (Mu, 1957)

Fig. 8.18, 1, 2, 3, 4, 8/ Lám. 8.6, Fig. 1-3, 5-6

1957 *Arienigraptus angulatus*, Mu

1997a *Arienigraptus angulatus*, Maletz, Fig. 6a.

2007 *Arienigraptus angulatus*, Ortega *et al.*, Figs. 4m, 5a.

MATERIAL: PI N°: 964A, 977, 1042, 1072, 1074, 1113, 1656, 1694.

DESCRIPCIÓN: Tubario compuesto por dos estipes reclinadas a escandentes que divergen desde la sícula con ángulos de 295°-297° hasta casi 360°; el ancho de las colonias a nivel de la flexura inicial de los estipes es de 4,8 mm. La sícula y la primera teca presentan una longitud de *ca.* 3,50 mm y ancho apertural de 0,7-0,76 mm; la indentación formada entre ambas es profunda, observándose en uno de los ejemplares figura 8.16, 1 (PI 964 A) una pequeña membrana. La preservación de la parte proximal de estas colonias es deficiente, por lo que no pueden apreciarse los detalles de su brotación. La porción supradorsal de la sícula y la t1<sup>1</sup> es corta (0,8-0,9 mm). Los estipes son cortos, compuestos por cuatro tecas en los ejemplares más completos, con un ancho inicial de *ca.* 1,9 mm. Las tecas son simples, con dentículos aperturales conspicuos.

DISCUSIÓN: La forma y dimensiones de estos tubarios concuerdan con el material de *A. angulatus* estudiado por Maletz (1997a) para la Formación Levis, Canadá. La ausencia de manubrio y la mayor longitud sicular diferencian estos especímenes de *A. zhejiangensis*. La presencia de una membrana cubriendo parcialmente la indentación entre la sícula y la t1<sup>1</sup> hallada solo en un espécimen, no es propia del género *Arienigraptus*, pero si es común en el género *Isograptus* (*e.g.*, Cooper, 1973; Maletz, 2005, 2011b).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus* y *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio y de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie fue reconocida en la Precordillera en la Formación Los Azules, cerro Viejo de Huaco por Ortega *et al.* (2007a) y más recientemente Ortega *et al.* (2017) mencionan la presencia de *A. angulatus* en la Formación Sierra de La Invernada, en la quebrada de la Puerta, en la Zona de *H. lentus*.

Maletz (1997a) estudia una fauna con *A. angulatus* proveniente de la Formación Levis en Quebec, Canadá.

*Arienigraptus zhejiangensis* Yu & Fang, 1981

Fig. 8.18, 9

- 1981 *Arienigraptus zhejiangensis* Yu & Fang, p. 30-31, Pl. 1, Figs. 3-4, Text-Fig. 4.
- 1982 *Pseudisograptus angel*, Jenkins, p. 238, Figs. 4 A-C,E, Pl. 16, Fig. 4, Pl. 17, Fig. 3.
- 1986 *Arienigraptus zhejiangensis*, Han, p. 314, Pl. 1, Figs. 1,3-5, Pl. 2, Fig. 1.
- 1995 *Arienigraptus zhejiangensis*, Chen *et al.*, pp 52-53 Fig. 26 H-J, Pl. 5 Figs. F-G.
- 1997a *Arienigraptus zhejiangensis*, Maletz, p. 749, Fig. 6c.
- 2003 *Arienigraptus zhejiangensis*, Toro & Brussa, p. 458, Pl. 11, Figs. 10-11.
- 2003 *Arienigraptus zhejiangensis*, Ortega & Rickards, Fig. 2, q.
- 2007 *Arienigraptus zhejiangensis*, Ortega, *et al.*, Fig. 4, L; Fig. 5, B.
- 2011 *Arienigraptus zhejiangensis*, Maletz & Ahlberg, Fig. 1, L-M.
- 2016 *Arienigraptus zhejiangensis*, Vandenberg & Maletz, Fig. 5-D.
- 2017 *Arienigraptus zhejiangensis*, Serra, p. 164, Lám. 1, Fig. B, E, H, Lám. 5, Fig. D, F; Fig. 7.2: C, K y 7.5: D; Fig. 7.5 a y b.

MATERIAL: Un solo ejemplar, colonia juvenil PI N° 1637 A y B.

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: Especimen juvenil mostrando en reverso la sutura arienigráptida entre la  $t1^2$  y  $t2^1$  y por debajo de ella la sutura isográptida entre la sícula y la  $t1^1$ . El largo de la sícula es de 3,2 mm y el ancho apertural es de 0,5 – 0,6 mm. La colonia muestra el desarrollo de las 4 – 5 primeras tecas cuyo crecimiento inicial es hacia abajo, curvándose luego hacia afuera. Se observa una indentación entre la sícula y la primera teca, el resto de las tecas poseen rutelos bien marcados. Desde el ápice sicular se desprende un nema largo y rígido como una varilla. Por debajo de la porción supradorsal de la sícula y la primera teca se observan los cortos hombros de un manubrio incipiente, precediendo el desarrollo de los estipes. Las tecas se ensanchan característicamente hacia distal y presentan aperturas marcadamente cóncavas.

Las características del extremo proximal de este espécimen y con un manubrio incipiente con hombros claramente desarrollados sugiere la presencia de *A. zhejiangensis*, si bien el material es escaso.

Las dimensiones del ejemplar de la Sierra de Villicum concuerdan con las de los especímenes de Levis (Maletz, 1997a), pero es más robusta que los descritos por Chen *et al.* (1995) para China.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie fue hallada en la la Zona de *L. austrodentatus*, subzona de *A. zhejiangensis*, para la quebrada Nazareno, área de Guandacol (Brussa *et al.* 1998) Además aparece en el miembro inferior de la Formación Los Azules en la quebrada de los Gatos, cerro Viejo de Huaco (Brussa *et al.*, 2003b). Asimismo, Ortega & Rickards (2003) y Ortega *et al.* (2007a) mencionan e ilustran este taxón para el miembro inferior de la Formación Los Azules, cerro Viejo de Huaco. Caballé *et al.* (2005) identificaron esta especie para la Zona de *L. austrodentatus*, subzona de *L. sinicus*, en la Formación Gualcamayo, Quebrada Oscar, Precordillera Central. Por su parte, Serra (2017) lo describe e ilustra para los niveles inferiores del miembro inferior de la Formación Los Azules en la quebrada Oculta, Sierra de los Cauquenes. También fue mencionada por Maletz (2005) en la Zona de *L. austrodentatus*, subzona de *Arienigraptus zhejiangensis*, en la Formación Tøyen Shale, Suecia. Maletz (1997a) para la lutita Levis, en Quebec Canadá.

***Arienigraptus sp.***

Fig. 8.18, 11-15/ Lám. 8.6, Fig. 7-8

MATERIAL: PI N°: 971, 972, 979, 999, 1063, 1058, 1068, 1065, 1086.

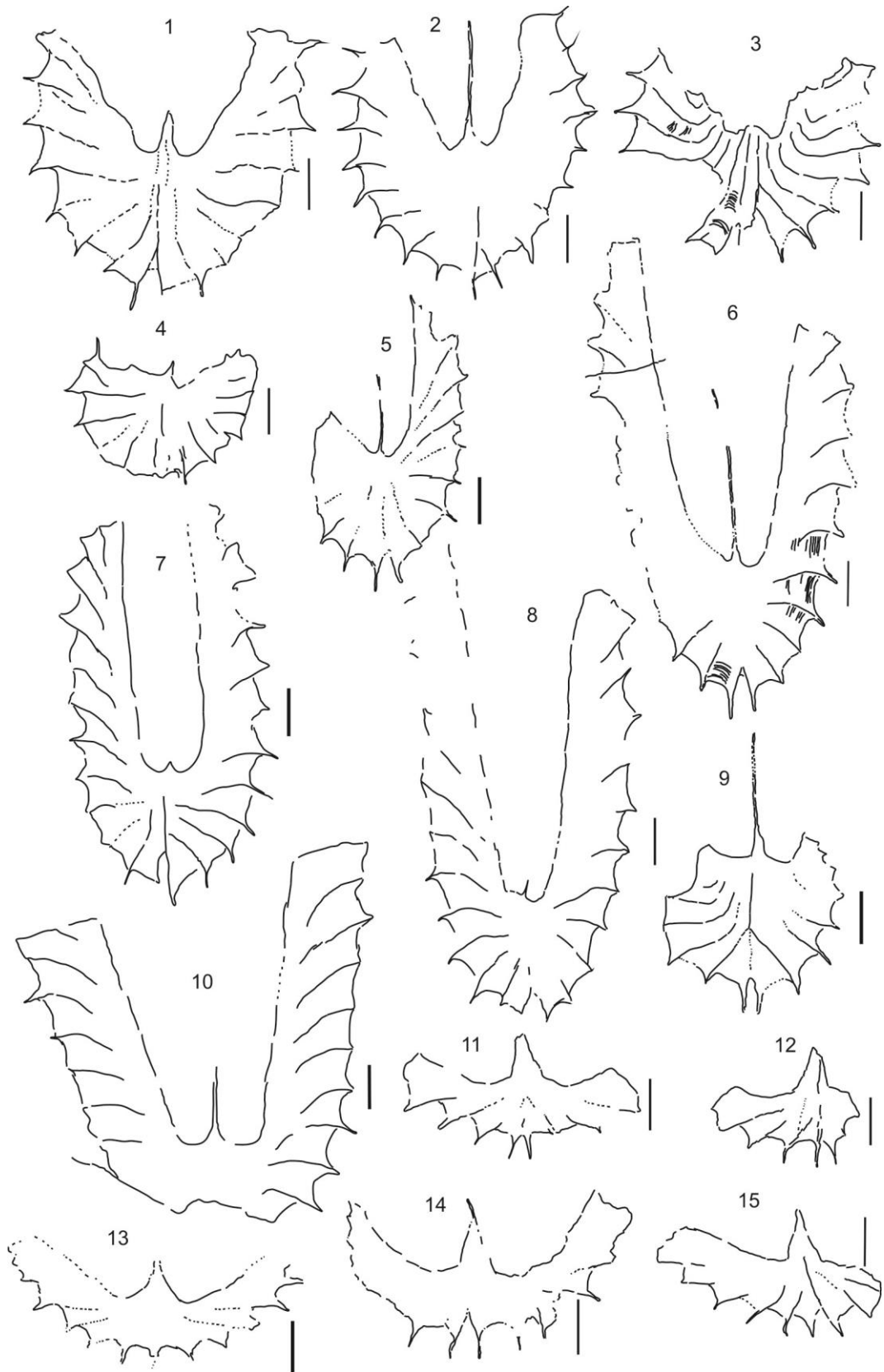
DESCRIPCIÓN: El tubario posee dos estipes reclinados que divergen con ángulos de entre 230° a 271°. La sícula es de 2,3 a 2,4 mm de longitud y posee un ancho apertural de 0,4 a 0,5 mm. La sícula y la primera teca presentan largos rutelos formando entre ellas una indentación de *ca.* 0,2-0,3 mm. El extremo proximal posee un manubrio con hombros conspicuos de 1,5 a 1,6 mm de ancho y 1,1 mm de largo. En unos pocos ejemplares (PI N° 964) el manubrio parece estar constituido por 4 a 5 tecas además de la sícula. Los estipes poseen un ancho de 1,1 a 1,2 mm a nivel de su flexura inicial. Las tecas son cortas con un ligero ensanchamiento apertural llevando rutelos marcados.



DISCUSIÓN: Los ejemplares descritos recuerdan a *Arienigraptus geniculatus* (Skevinton, 1965) en el aspecto del tubario. Sin embargo, la especie originalmente descrita para la caliza Ontikan, Öland, Suecia posee una sícula más larga (2,7 mm), tecas más delgadas y largas, con labios aperturales, y con una mayor cantidad de ellas conformando el manubrio (*ca.* 10 tecas en los especímenes ilustrados por Skevinton, 1965, figuras 54-55). Esta especie fue identificada por Maletz (2005) para la parte superior de la Zona de *L. austrodentatus* de Escania, sur de Suecia. Formas similares han sido registradas en el miembro inferior de la Formación Los Azules, en el cerro Viejo de Huaco, en niveles correspondientes a las zonas de *L. dentatus* y *H. lentus* (Ortega *et al.*, 2007a).

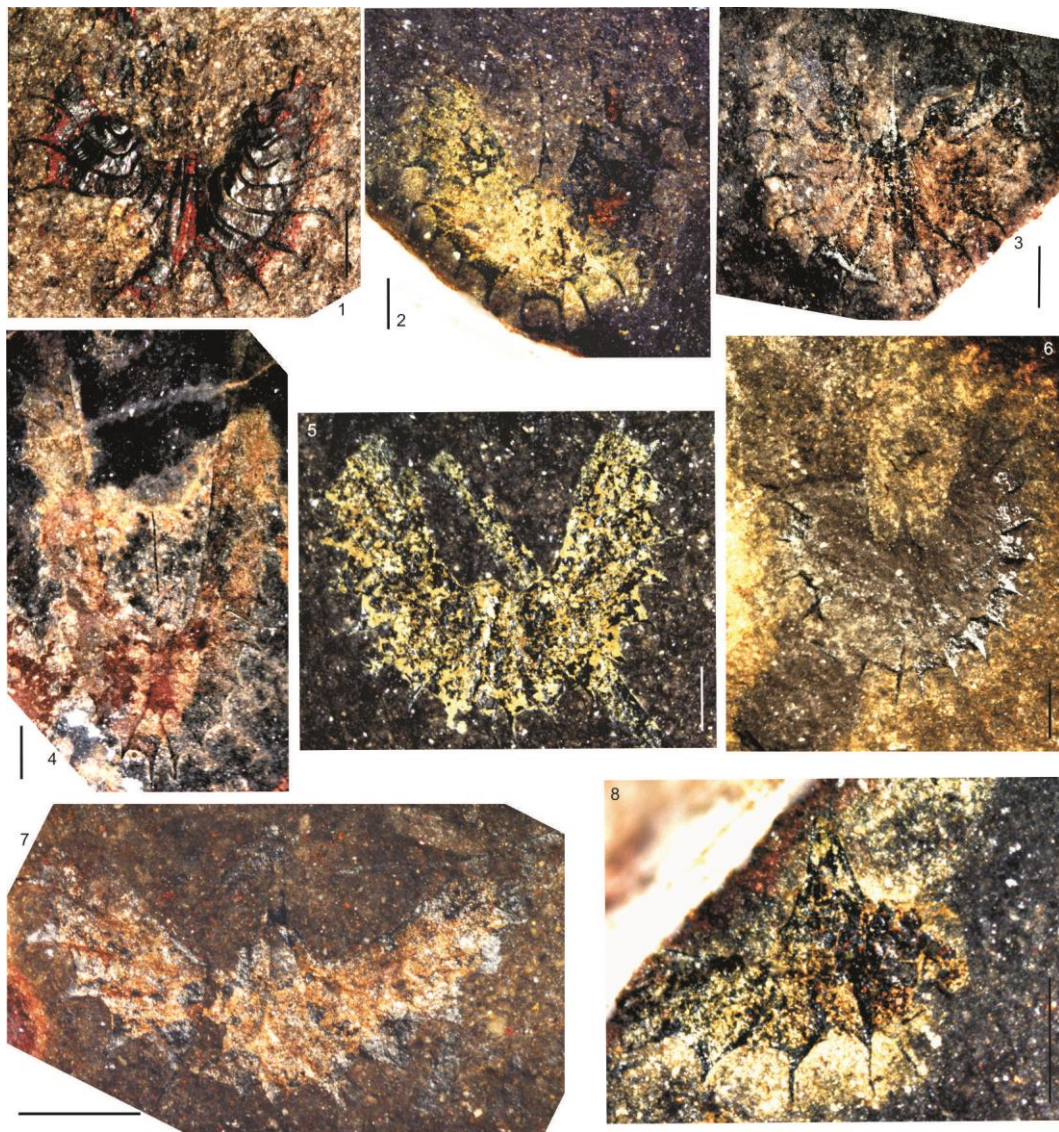
HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zonas de *L. dentatus* y *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebradas Don Braulio y de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: En el miembro medio de la Formación Los Azules, cerro Viejo de Huaco Ortega *et al.* (2007a) registraron *Arienigraptus* sp. en las zonas de *L. dentatus* y *H. lentus*. Formas semejantes fueron identificadas como *A. cf. A. geniculatus* en la Zona de *Holmograptus lentus*, Formación Sierra de La Invernada, en la quebrada de La Puerta, Sierra de La Invernada, Precordillera Occidental (Ortega *et al.*, 2017). Además Serra (2017) menciona a *Arienigraptus* sp. para la Zona de *L. dentatus* Formación Los Azules en la quebrada Oculta sierra de los Cauquenes, Precordillera Central.



**Fig. 8. 18.** Escala gráfica= 1mm. **1, 3, 4, 8.** *Arienigraptus angulatus*. 1- PI 964, muestra LP3, Zona de *H. lentus*. 2- PI 1074, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*,

Subzona de *A. angulatus*. 3- PI 1694, muestra DB13, Zona de *H. lentus*. 4- PI 977, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. **5, 6, 7, 8.** *Parisograptus caduceus*. 5- PI 990, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 6- PI 1046, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 7- PI 983, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 8- PI 1074, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **9.** *A. zhejiangensis*, PI 1637B, muestra DB1, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **10.** *Isograptus?* sp., PI 1671, muestra DB6, Zona *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **11, 12, 13, 14, 15.** *Arienigraptus* sp. 11-PI 1068A, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 12- PI 1068B, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 13- PI 1058, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 14- PI 1065B, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 15- PI 1086, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*.



**LÁMINA 8.6** Escala gráfica= 1mm. **1-3, 5-6.** *Arienigraptus angulatus*. 1. PI 1694, muestra DB13, Zona de *H. lentus*. 2. PI 1074, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 3. PI 1042, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 5. PI 1072B, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A.*



*angulatus*. 6. PI 1113, muestra LP3, Zona de *H. lentus*. 4. *Parisograptus caduceus*, PI 1046, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 7-8. *Arienigraptus* sp. 7. PI 964A, muestra LP3, Zona de *H. lentus*. 8. PI 1068A, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*.

• **Familia Glossograptidae Lapworth, 1873**

La Familia Glossograptidae incluye a las colonias que poseen dos ramas, son escandentes y con una disposición monopleural de los estipes (*side by side*). Comúnmente desarrollan espinas aperturales las cuales están conectadas por lacinia en algunos taxones (Maletz, 2014b).

**Género *Bergstroemograptus* Finney & Chen, 1984**

Especie tipo: *Cardiograptus crawfordi* Harris, 1926

Diagnosis Maletz & Zhang (2016): “*Leaf-shaped dipleural glossograptid with initial monopleural development covering the sicula completely on both sides; rutelli of sicula and first theca united; distal thecae distinctly widening, short*”.

Glosograptido dipleural, con forma de hoja. Desarrollo inicial monopleural que cubre completamente la sícula en ambos lados; el rutelo de la sícula y la primer teca están unidos; tecas distales marcadamente ensanchadas y cortas.

***Bergstroemograptus crawfordi* (Harris 1926)**

Fig. 8.19, 1-8/ Lám. 8.7, Fig. 1-7

1926 *Cardiograptus crawfordi* Harris, p. 57, Pl. 1, Figs. 5-7.

1933 *Skiagraptus gnomonicus* Harris, p. 108. Pl. 6, Fig. 3, 30.

1969 *Skiagraptus* sp., Whittington & Rickards, pp. 812-816, Text-Figs. 9, 10.

1984 *Cardiograptus crawfordi*, Carter & TAILLEUR, p. 47, fig. 5E.

1984 *Bergstroemograptus crawfordi*, Finney & Chen 1984, pp. 1198-1199, Fig. 1-2. (*cum syn.*).

2007 *Bergstroemograptus crawfordi*, Ortega *et al.*, Fig. 4A?, B-D.

2009 *Bergstroemograptus crawfordi*, Maletz, p. 748, Fig 3 j.

2016 *Bergstroemograptus crawfordi*, Kaufmann & Ortega, Fig. 3 A-B.

MATERIAL: PI N°: 1186, 1189, 1192, 1194, 1196, 1198, 1199, 1200, 1201, 1204, 1208, 1210, 1213, 1217, 1213, 1218, 1219, 1222, CORD-PZ: 25694, 25695, 25696 A, 25699, 25702, 25704.

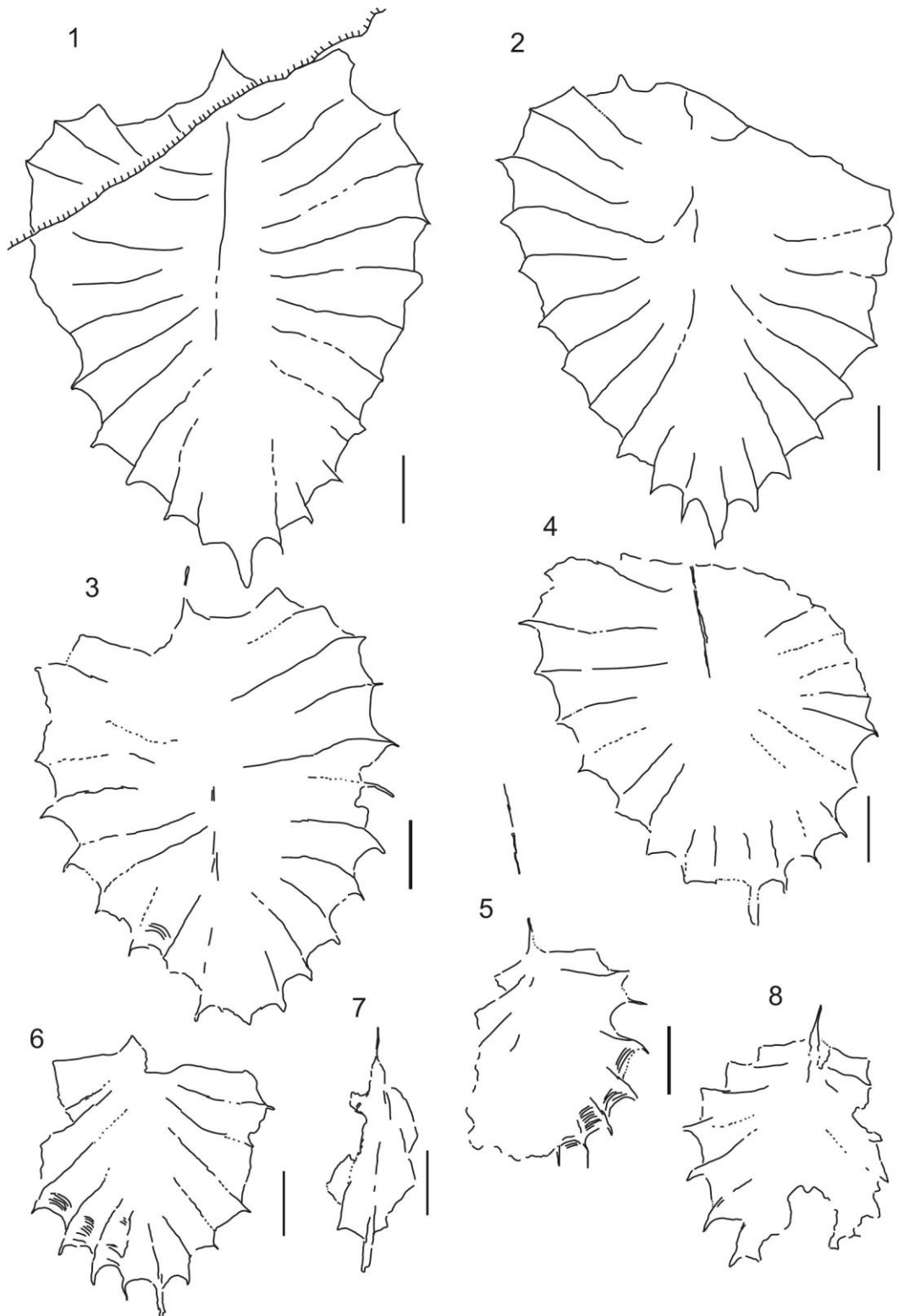
DESCRIPCIÓN: El tubario es de forma ovalada con la parte proximal puntiaguda y la distal más aplanada. Tiene 6,6 mm de longitud y de 5,6 mm de ancho máximo en la porción en la cual las tecas se horizontalizan, para luego disminuir ligeramente hacia distal. La sícula posee 2,9 mm de longitud. El ancho apertural de la sícula posee 0,4-0,5 mm, los rutelos de la sícula y la t1<sup>1</sup> están fusionados. Las tecas son de morfología simple y se ensanchan levemente en las aperturas. Aproximadamente las 6 u 8 primeras tecas son pendientes a declinadas, luego se horizontalizan y a distal se reclinan suavemente. Las aperturas son cóncavas desarrollando procesos dorsales.

DISCUSIÓN: La morfología de estas colonias y sus dimensiones permite asignarlas a la especie *Bergstroemograptus crawfordi* como fuera definida por Harris (1926), y posteriormente descrita por Finney & Chen (1984).

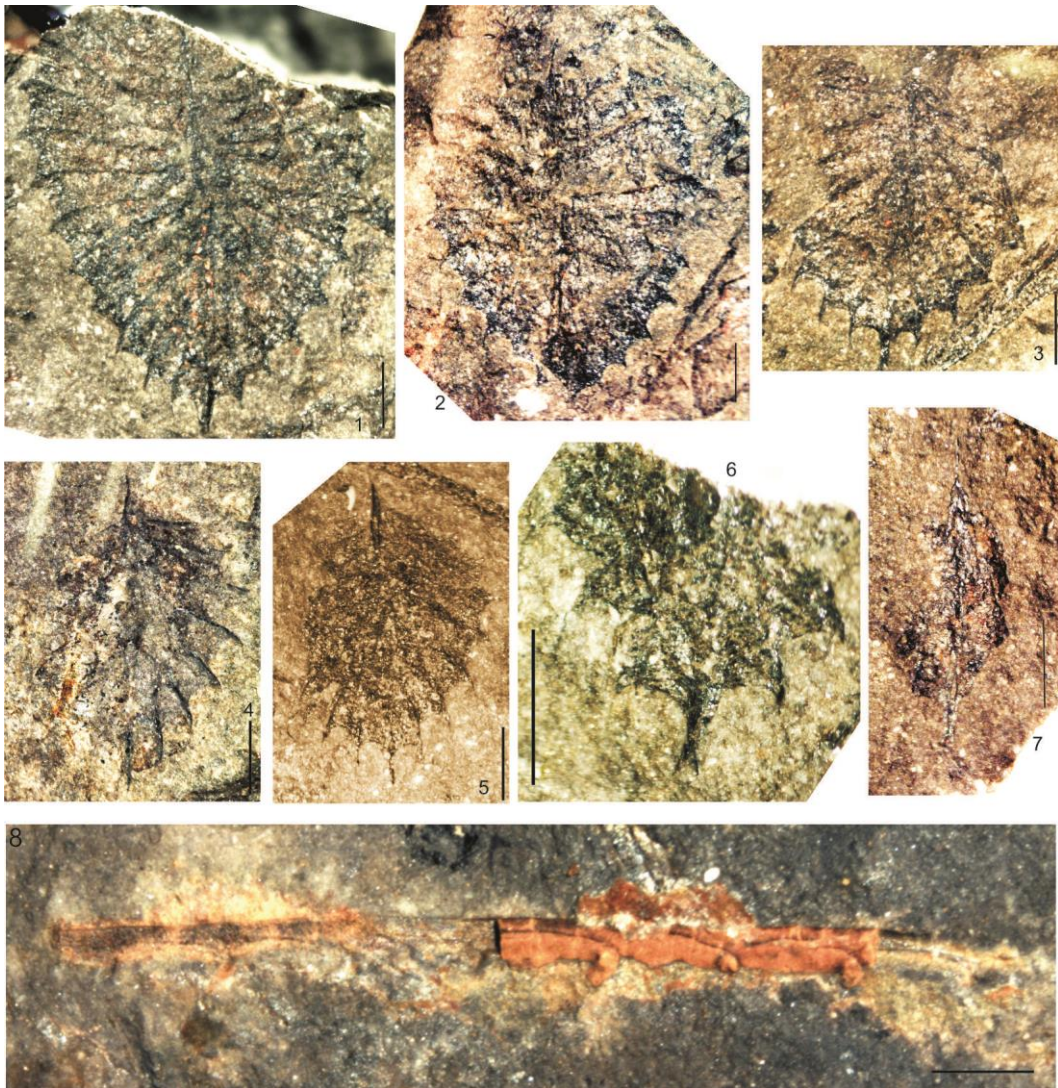
HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *H. spinosus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: El género fue hallado en las zonas de *H. lentus* y *N. fasciculatus* de Australasia (Harris, 1926, Vandenberg & Cooper, 1992), China (Chen *et al.*, 2001), Europa (Gran Bretaña, Suecia), Norteamérica (Williams, 1992; Maletz, 2001; Finney & Chen, 1984; Carter & Tailleir, 1984, Ross & Berry 1963; Berry, 1960), Sudamérica (Argentina) (Ortega *et al.*, 2007a), Rusia (Tsai, 1974 en Carter & Tailleir, 1984).





**Fig. 8. 19.** Escala gráfica= 1mm. **1-8.** *Bergstroemograptus crawfordi*. 1-CORD-PZ 25695, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 2- CORD-PZ 25694, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 3-PI 1213, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 4-PI 1217, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 5-PI 1222, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 6-PI 1189, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 7-PI 1198B, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 8- PI 1218, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*.



**LÁMINA 8.** 7. Escala gráfica= 1mm. **1-7.** *Bergstroemograptus crawfordi*, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 1. CORD-PZ 25694; 2. PI 1213; 3. PI 1189; 4. PI 1222; 5. CORD-PZ 25702; 6. PI 1196; 7. PI 1198. **8.** *Atopograptus woodwardi*, CORD-PZ 25703, estipe de *A. woodwardi*, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*.

**Género** *Cryptograptus* Lapworth, 1880

Especie tipo: *Diplograptus tricornis* Carruthers (1859).

Diagnosis (Maletz & Zhang 2016): “*Monopleural, scandent glossograptid formed through dextral torsion of stipes around sicula; paired lateral apertural spines restricted to sicula; origin of  $th1^1$  through resorption foramen in metasacula;  $th1^2$  initially growing upwards and across reverse side of sicula; proximal development type isograptid, dextral; sicula and early thecae reduced to several bars and lists in biostratigraphically younger species*”.

Glossográpido monopleurale escandente formado por torsión dextral de los estipes alrededor de la sícula; par de espinas aperturales laterales en la sícula; origen de la  $t1^1$  por reabsorción del formámen en lametasícula;  $t1^2$  inicialmente crece hacia arriba y a través del lado reverso de la sícula; desarrollo proximal tipo isográpido, dextral.

*Cryptograptus schaeferi* Lapworth, 1880

Fig. 8.20/ Lám. 8.9, Fig. 7

1880 *Cryptograptus tricornis* var. *schaeferi* Lapworth, Lám. 5, Fig. 28a-b.

2000 *Cryptograptus schaeferi*, Ortega & Albanesi, Fig. 9, g-i. (*cum syn.*)

2003 *Cryptograptus schaeferi*, Toro & Brussa, Pl. 10, figs. 13-14.

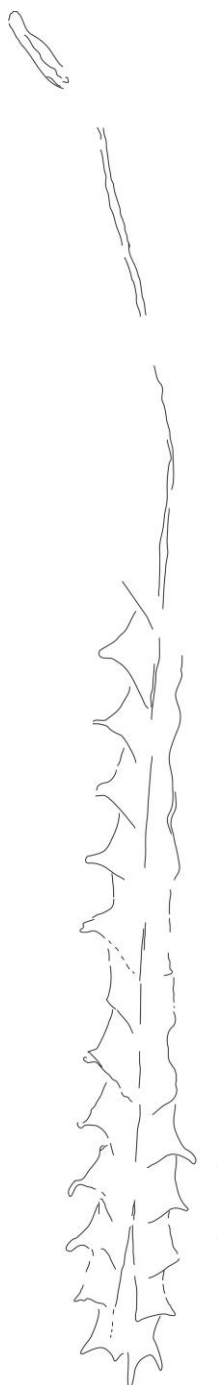
**MATERIAL:** Muy abundantes tubarios maduros y sículas de esta especie. Presentan en la mayoría su peridermo atenuado. PI N°: 1231, 1243, 1244, 1255, 1265, 1269, 1277, 1283, 1285, 1289, 1290, 1291, 1292, 1295, 1303, 1304, 1317, 1319, 1321, 1323, 1325, 1333, 1335, 1336, 1339, 1351, 1360, 1539, 1385, 1397, 1462, 1434, 1486, 1506, 1737.

**DESCRIPCIÓN:** El tubario más completo (PI N° 1462) alcanza una longitud de 11,3 mm. El ancho proximal es de 1 mm y aumenta a 1,16 mm a nivel de la apertura de la quinta teca. En el extremo proximal se observan dos cortas espinas basales y una virguela corta. Un nema largo y rígido se prolonga desde el extremo distal que mide ca. 7 mm de largo. Se observa vaina nemal. Las tecas son cortas y presentan dentículos en sus aperturas. Posee 12 tecas en 10 mm.

**DISCUSIÓN:** Las colonias identificadas concuerdan con *C. schaeferi* en su morfología y dimensiones, siendo ligeramente más delgados que los descritos por Ortega & Albanesi (2000) para los especímenes de Cerro Potrerillo (1,5 mm ancho proximal).

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: *C. schaeferi* ha sido reconocido en varias localidades de Precordillera argentina: miembro medio de la Formación Gualcamayo, cerro Potrerillo, Zona de *P. elegans* (Ortega & Albanesi, 2002, Toro & Brussa 2003), Formación Los Azules, Cerro Viejo, Zona de *Hustedograptus teretiusculus* y en el río de Las Chacritas y cerro La Chilca (*C. cf. C. schaeferi*, Serra, 2017). Esta especie tiene una distribución global durante el Ordovícico Medio (Albani, *et al.*, 2001)



**Fig. 8.20.** *Cryptograptus schaeferi*, con vaina nemal, PI 1462, muestra LP11, Zona *P. elegans*.



*Cryptograptus antennarius* (Hall, 1865)

Fig. 8.21, 1-2/ Lám. 8.8, Fig. 4-5

1865 cf. *Climacograptus antennarius* Hall, pp. 112-113, Pl. 13, Figs. 11-13.

1985 *Cryptograptus antennarius*, Cuerda & Furque, p. 36, Lám I, Fig 6, 26.

1988 *Cryptograptus* cf. *antennarius*, Williams & Stevens, Pl. 31, Fig. 11; Pl. 33, Fig. 5; Pl. 34, Figs. 1-9; Text-figs. 82 A-J.

1997a *Cryptograptus antennarius*, Maletz, p. 745, Fig. 7h.

1997 *Cryptograptus antennarius*, Brussa, pp. 93-94, Fig. 1d.

2000 *Cryptograptus antennarius*, Ortega & Albanesi, p. 46-47, Fig. 9 c, f.

2003 *Cryptograptus antennarius*, Toro & Brussa, pp. 457, Pl. 10, Figs. 15-17.

2007 *Cryptograptus antennarius*, Ortega *et al.*, p. 250.

MATERIAL: PI N° 964, 1016, 1028, 1046, 1076, 1130, 1650, 1652, 1719, 1720.

DESCRIPCIÓN: Los tubarios están preservados en vista escalariforme, logrando una longitud superior a 6 mm en algunos ejemplares. El ancho proximal es de 0,9 mm. En el extremo proximal se observan dos largas espinas siculares curvadas, que alcanzan una longitud de 0,9-1 mm en algunos especímenes, un anillo apertural y un rutelo, en general fragmentado.

DISCUSIÓN: La presencia de espinas siculares aperturales notorias y el aspecto robusto de estos tubarios son característicos de *C. antennarius*.

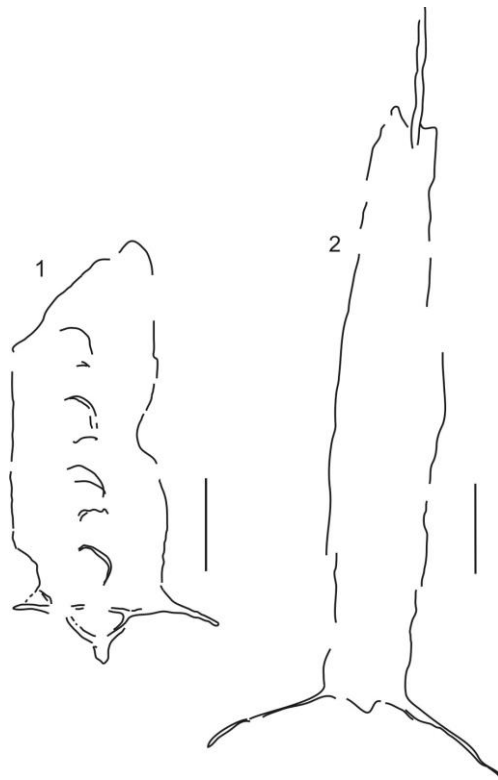
HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio. Zona de *H. lentus*, Formación Gualcamayo quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: En la Precordillera argentina, esta especie fue identificada por Cuerda & Alfaro (1985) y Caballé *et al.* (2005) en la Formación Gualcamayo al sudoeste de Guandacol al norte de Precordillera. Posteriormente, Brussa (1996) lo describe para los niveles inferiores de la Formación Las Aguaditas, Precordillera



Central. También se hallaron ejemplares en el miembro medio de la Formación Gualcamayo, Zona de *L. dentatus*, cerro Potrerillo (Ortega & Albanesi, 2000). Por su parte, Máspero Castro *et al.* (2003) mencionan e ilustran este taxón en la Formación Gualcamayo en la quebrada de La Corridita, área del río Gualcamayo. En el cerro Potrerillo la especie fue descrita como *C. cf. antennarius* por Ortega & Albanesi (2000) y en el cerro Viejo de Huaco por Ortega *et al.* (2007a).

*C. antennarius* se localiza en estratos del Darriwiliano inferior a medio de Norteamérica, en la región de Point Lévis, Canadá (Maletz, 1997a) en el oeste de Terranova (Williams & Stevens, 1988) y en el área de Deep Kill, Estados Unidos (Ruedemann, 1947). En el área de Lévis, Maletz (1997a) lo registra a través de las zonas de *L. austrodentatus* (subzona *L. sinicus*), de *L. dentatus* y de *H. lentus*.



**Fig. 8. 21. 1, 2.** *Cryptograptus antenariu*. 1- PI 1028A, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 2-PI 1719, muestra DB11, Zona de *H. lentus*.

**Género *Glossograptus*** Emmons, 1855

Especie tipo: *Glossograptus ciliatus* Emmons (1855), posteriormente designada por Lapworth (1873).

Diagnosis (Maletz & Zhang 2016): “*Monopleural, scandent glossograptid formed through dextral torsion of stipes around sicula, often with considerable glossograptid bulge; paired lateral apertural spines on sicula and variably developed on later thecae; thecal rutella extended and often modified; origin of th1<sup>1</sup> through resorption foramen in middle to lower part of prosicula; proximal development type isograptid, dextral*”.

Glosograptido monopleural y escandente formado a través de la torsión dextral de los estipes alrededor de la sícula, a menudo posee una gran protuberancia; par de espinas aperturales laterales en la sícula y en las tecas posteriores desarrolladas de forma variable; rutelo tecal amplio y frecuentemente modificado; origen de la t1<sup>1</sup> por reabsorción del foramen en la parte media a inferior de la prosícula; Tipo de desarrollo proximal isograptido, dextral.

***Glossograptus hincksii*** (Hopkinson, 1872)

Lám. 8.9, Fig. 1-2

1872 *Diplograptus hincksii*, Hopkinson, p. 507-508, Pl. 12, Fig. 9.

1963 *Glossograptus hincksii*, Ross & Berry, p. 99, Pl. 5, Fig. 25-26.

2003 *Glossograptus* cf. *hincksii*, Toro & Brussa, p. 456.

MATERIAL: Escaso, PI 1351, 1389, 1393, 1394, 1399, 1771, 1775.

DESCRIPCIÓN: Tubarios robustos de forma fusiforme que poseen *ca.* 12,5 mm de longitud y ancho medio de 3,3 mm sin contar los dentículos aperturales, los cuales tienen un desarrollo importante, alcanzando una longitud de 2,5 mm. Posee 13 tecas en 10 mm.

DISCUSIÓN: La dimensión y morfología general concuerda con las brindadas para *G. hincksii* por Ross & Berry (1963) y parcialmente con las dadas por Elles & Wood, donde los tubarios alcanzan longitudes mayores (20- 40 m).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebradas Don Braulio y La Pola.

DISTRIBUCIÓN: *G. hincksii* ha sido descrito para el Darriwiliano tardío de Europa, Norteamérica, Nueva Zelanda y China (Berry, 1960; Ross & Berry, 1963; Skwarko, 1962; Ni, 1991; Ganis, 2005, Chen *et al.*, 2016). En Argentina fue citada para la Formación Estancia San Isidro por Bordonaro *et al.* (1993), Heredia (1993). Especímenes clasificados como *G. cf. hincksii* fueron mencionados por Cuerda & Furque (1985) y Cuerda *et al.* (1986) para las formaciones Gualcamayo (cerro La Chilca) y Portezuelo del Tontal (sierra del Tontal) de la Precordillera de San Juan.

***Glossograptus* sp.**

Lám. 8.8, Fig. 6-10

MATERIAL: PI N°: 964, 1037, 1041, 1050, 1052, 1061, 1069, 1071, 1109, 1676, 1715, 1722, 1732.

DESCRIPCIÓN: Los ejemplares de esta colección poseen morfología alargada, logrando los 15,4 mm de longitud y 1,7 mm de ancho medio. En su extremo proximal el ancho es menor (*ca.* 0,5 mm) Las tecas poseen aperturas rectas y dentículos largos. Se cuentan 13 tecas en 10 mm, el valor de T2RD es de 1,7 mm en la parte proximal. En los ejemplares PI 1041 y CORD-PZ 25755 (Lám. 8.8, Figs. 7, 9) se observan detalles del extremo proximal de estas colonias.

DISCUSIÓN: Los ejemplares hallados en Villicum no presentan una adecuada preservación con lo cual se dificulta una diagnosis específica adecuada.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus* y *H. lentus*, quebrada Don Braulio y Zona de *H. lentus* quebrada La Pola.

**Género *Apoglossograptus*** Finney (1978) emend. Chen *et al.* 2016

Diagnosis (Chen *et al.*, 2016): “*Two reclined stipes with pseudopericalycal structure proximally. Thecae straight tubes with glossograptid type mucronatus.*”

Dos estipes reclinadas con estructura pseudopericalycal en proximal. Tecas como tubos rectos con mucrones tipo glossográpido.

*Apoglossograptus* cf. *A. parallelus* (Ni, 1983)

Fig. 8.22, 1-4 Lám. 8.9, Fig. 8, 12, 14

cf. 1983 *Isograptus parallelus* n. sp. Ni, p. 405, Lám 149, fig. 4.

MATERIAL: PI N°: 1277, 1315, 1316, 1317, 1351, 1417, 1490, 1517, 1518.

DESCRIPCIÓN: El tubario está conformado por dos estipes reclinados. La sícula posee una longitud de 2,16 mm. Los estipes poseen un ancho proximal de 1,32 mm y 1,4 mm hacia distal. La porción biserial alcanza una longitud de ca. de 2 mm está formado por al menos 6 pares tecales. El ángulo axial es de 45°-50°. En uno de los especímenes se observa el origen prosicular de la teca t 1<sup>1</sup>. Las tecas son tubos rectos, largos con traslapamiento en la mayor parte de su longitud. Poseen aperturas rectas a suavemente cóncavas y dentículos de aproximadamente 0,8 mm de largo. Las tecas se inclinan con un angulo que varía entre 18° y 26°. En algunos ejemplares se observa un nema largo y delgado desde el ápice sicular. En algunos ejemplares se observa una corta porción supra dorsal dela sícula y la primera teca.

DISCUSIÓN: El género *Apoglossograptus* fue erigido por Finney (1978) si bien el autor no brindó una diagnosis, ni estableció la especie tipo.

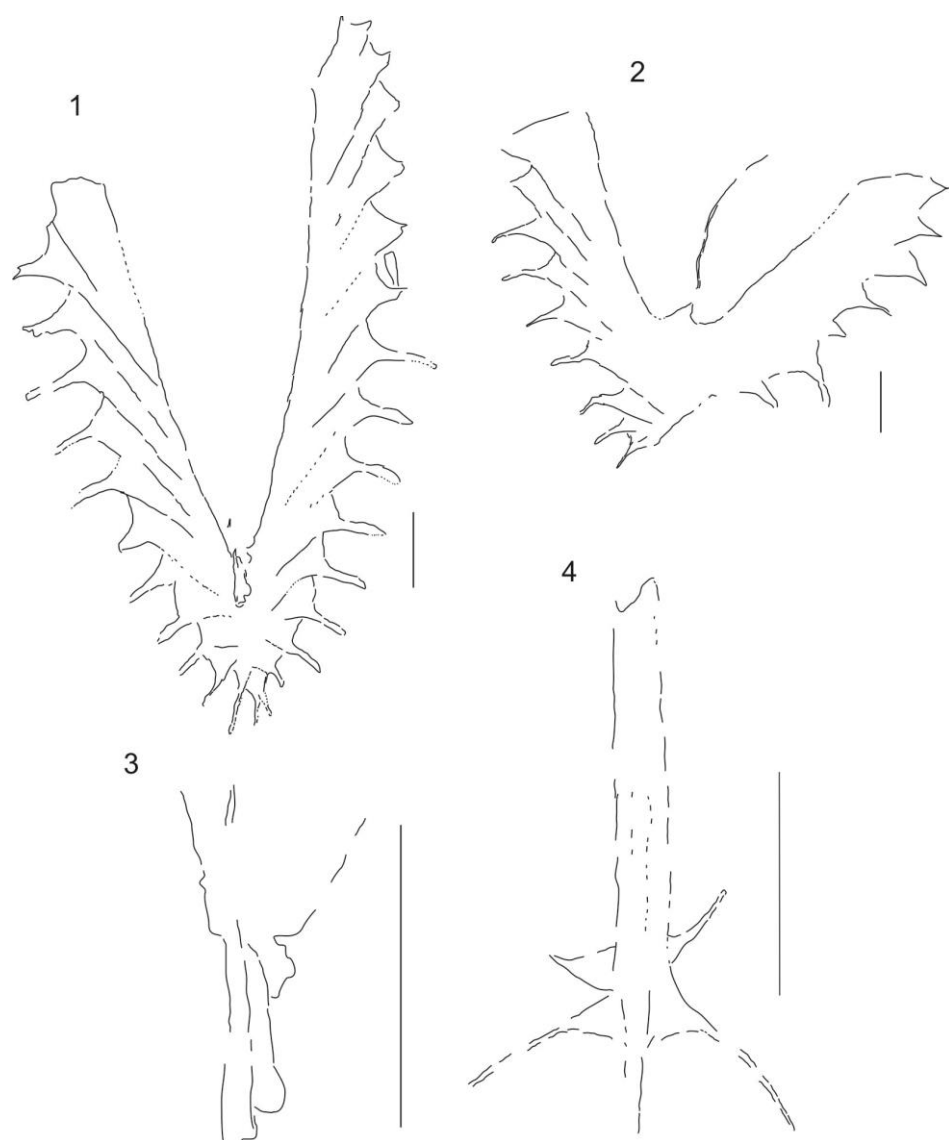
La ausencia de manubrio en los especímenes chinos descriptos por Ni (1983) como *Isograptus parallelus* y posteriormente por Ni (1991) como *Isograptus caduceus parallelus*, sugiere que los mismos pertenecerían al género *Apoglossograptus* como fuera redefinido por Chen *et al.* (2016).

A pesar de que en los especímenes de la sierra de Villicum no se observan los detalles del extremo proximal, los mismos concuerdan con el género *Apoglossograptus* en la presencia de rutelos en la sícula y en la t1<sup>1</sup> estrechamente ubicados. La profundidad de la parte biserial y el número de tecas que la conforman, concuerdan con el material de China estudiado por Ni (1983, 1991), con el cual se comparan los ejemplares aquí descriptos.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebradas de La Pola y Cecilia.

DISTRIBUCIÓN: Este taxón ha sido registrado en Precordillera, bajo la denominación *Kalpinograptus parallelus*, en el miembro medio de la Formación Gualcamayo, en el Cerro Potrerillo, Zona de *P. elegans* (Ortega & Albanesi, 2000) y en la Formación Los Azules (Ortega, 1986; 1987). El género *Kalpinograptus* ha sido registrado además en las zonas de *H. teretiusculus* y *N. gracilis* de China (Ni, 1991). En Norteamérica, *K. lyra* (Ruedemann) procede de la Zona de *N. gracilis*, de la base de la Lutita Athens de Alabama (Finney, 1978; Finney *et al.*, 1996). Además se han registrado otras especies de este género en Australasia, Gales y Rusia (Maletz & Mitchell, 1996). Maletz (1997b) registra esta especie en la Zona de *P. elegans* para la región de Oslo, Noruega. El género *Apoglossograptus* fue definido por Finney (1978) y emendado por Chen *et al.* (2016).





**Fig. 8. 22.** *Apoglossograptus* cf. *A. parallelus*. Escala gráfica= 1mm. PI 1417A, muestra LP11, Zona *P. elegans*. PI 1315, muestra LP7, Zona *P. elegans*. PI 1417A, muestra LP11, Zona *P. elegans*. PI 1273, muestra LP7, Zona *P. elegans*. Sícula

**Género** *Paraglossograptus* Mu en Hsü, 1959

Especie tipo: *Reteograptus tentaculatus* Hall (1865).

Diagnosis (Maletz & Zhang, 2016): “*Monopleural, scandent glossograptid with conspicuous development of simple lacinia with ladder-like structure; lacinia only present in the proximal part in certain species*”.

Glossograptidos monopleurales escandentes con marcado desarrollo de lacinia simple con estructura como escalera; lacinia sólo está presente en la porción proximal de ciertas especies.

***Paraglossograptus tentaculatus*** (Hall, 1865)

Lám. 8.8, Fig. 1-3

1858 *Graptolithus tentaculatus*, Hall, pp. 167-168.

1972 *Paraglossograptus tentaculatus*, Rickards, pp. 102-109, Figs. 1a, b, 3a-c (*cum syn.*)

1979 *Paraglossograptus tentaculatus*, Cooper, pp. 82-83, Pl. 16 d, e, j, Figs. 66 a-g.

1984 *Paraglossograptus tentaculatus*, Carter & Tailleux, p.53, Figs, 7G-H

1985 *Paraglossograptus tentaculatus*, Alfaro & Cuerdo, pp. 215-217, Lám. I, Figs. 1-11, 13, Lám II, Figs. a, c, d.

1986 *Paraglossograptus tentaculatus*, Peralta, p. 61, Lám. III, Figs. 1, 2, 12.

1988 *Paraglossograptus tentaculatus*, William & Stevens, pp. 92-93, Pl. 31, Figs. 8, 9, 12, Pl. 34, Fig. 10, Text Figs. 82K7, L7,83A-N.

1997b *Paraglossograptus tentaculatus*, Brussa, pp. 369-370, Figs.7 a-j, 8 a-f.

2000 *Paraglossograptus tentaculatus*, Ortega & Albanesi, pp. 44-45, Figs. 9a-b-d.

2003 *Paraglossograptus tentaculatus*, Toro & Brussa, p. 455, Pl.9, Figs. 14-19.

2017 *Paraglossograptus tentaculatus*, Serra, Lám. 1, fig. A, F; Lám. 3, Fig. I; Lám 6, Fig. A.

**MATERIAL:** Ejemplares muy abundantes preservados como una película carbonosa o rellenos con pirita alterada a limonita. PI N°: 1029, 1030, 1052A, 1650, 1656, 1676, 1680, 1693, 1218, 1217, 1196, 1220, 1186.

**DESCRIPCIÓN:** Tubario robusto que en las formas maduras puede alcanzar una longitud de entre 20-30 mm, de contorno fusiforme. El ancho proximal es de 1,2-1,5 mm, excluyendo las espinas aperturales y la lacinia, que supera los 2 mm en los especímenes más grandes. Las tecas son tubos simples con largos dentículos aperturales. La lacinia está constituida por mallas complejas visible en la mayor parte de los especímenes. El extremo proximal de estas colonias está frecuentemente roto o cubierto por el sedimento.

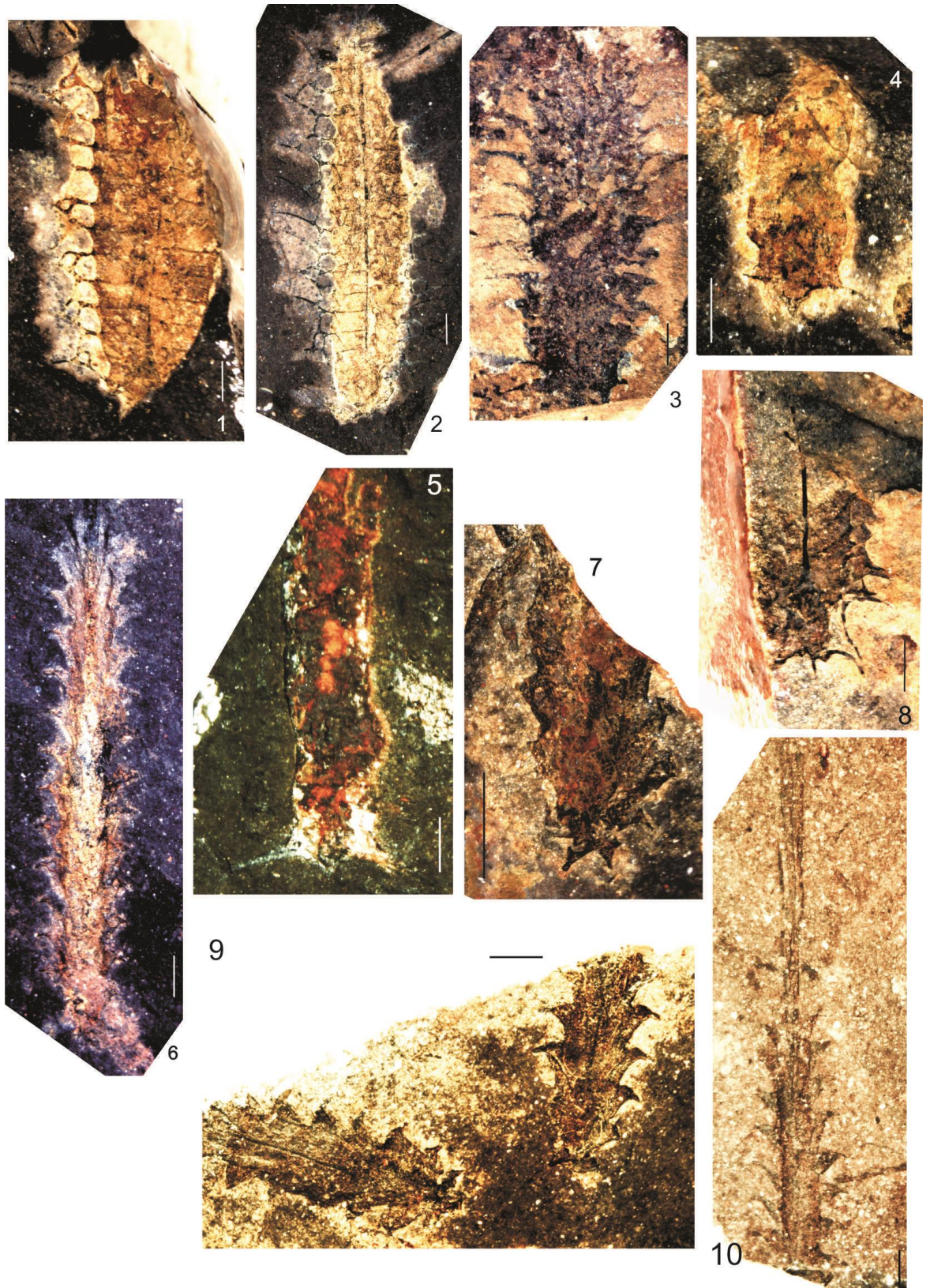
DISCUSIÓN: Rickards (1972) efectuó una prolija revisión del género *Paraglossograptus*, indicando las especies correspondientes. Posteriormente Maletz & Mitchell (1996) brindan información sobre labrotación de diversas especies de este género. La forma de la lacinia y las dimensiones de estas colonias son características de *P. tentaculatus*.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zonas de *L. dentatus* y *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio y en las zonas de *H. lentus* y *H. spinosus* Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie tiene una amplia distribución en la Precordillera argentina, localizándose en las formaciones Gualcamayo, Los Azules, Sierra de la Invernada, Las Aguaditas y unidades equivalentes, extendiéndose a través de las zonas de *L. austrodentatus*, *L. dentatus* y *H. lentus* (Alfaro & Cuerda, 1985; Toro & Brussa, 2003; Ortega *et al.*, 2007a, entre otros). Recientemente, Serra (2017) identificó especímenes de esta especie en el miembro inferior de la Formación Los Azules (quebrada Oculta), Formación Gualcamayo (cerro La Chilca). Zona de *L. dentatus*, Darriwiliano (Da2).

*P. tentaculatus*, es de amplia distribución global en las sucesiones de la Provincia Pacífica, habiendo sido documentada para Norteamérica, Australasia, China, Escandinavia y la Precordillera argentina (Rickards, 1972; Vandenberg & Cooper 1992; Goldman *et al.* 2013, Chen *et al.*, 2001).

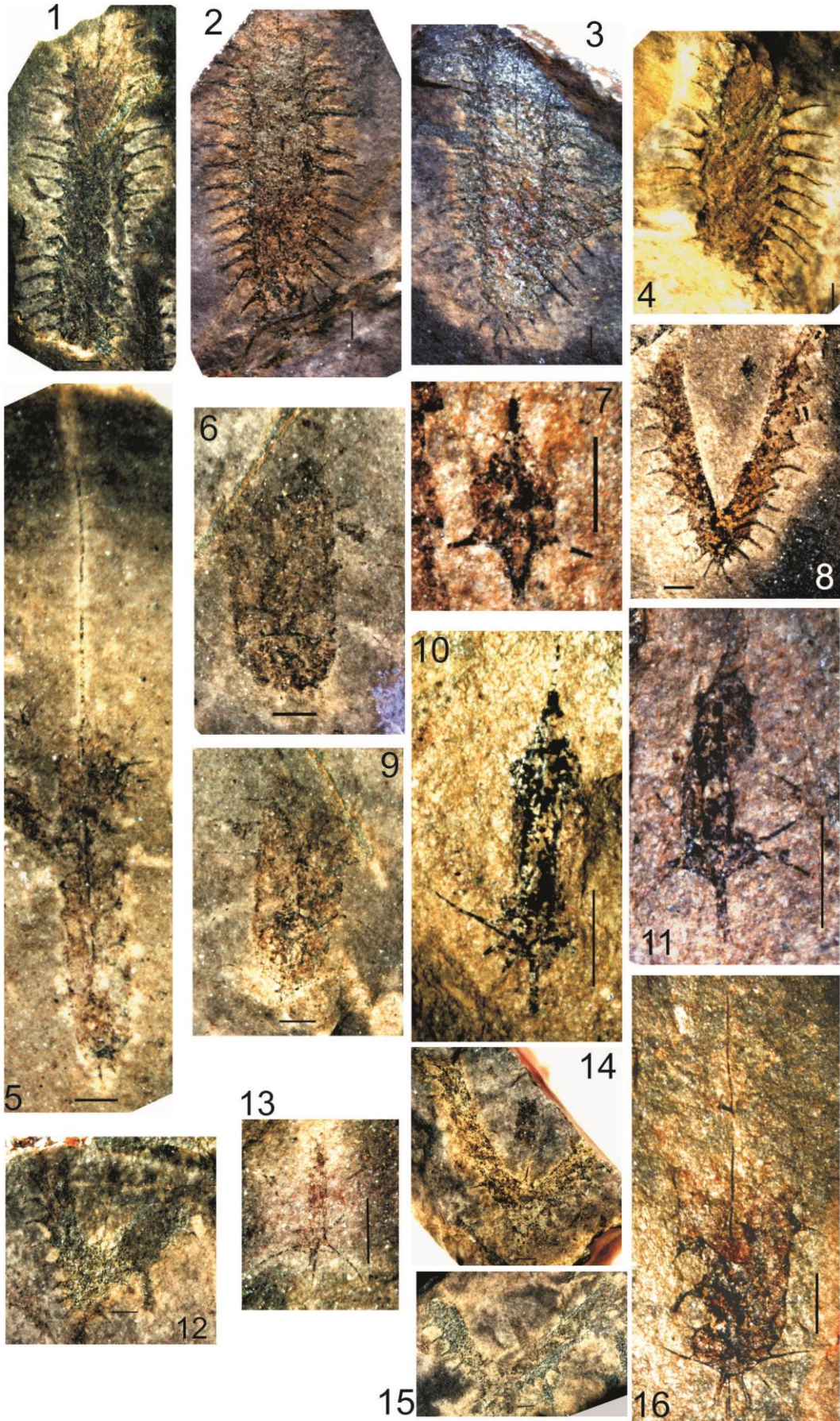




**LÁMINA 8.8.** Escala gráfica= 1mm. **1-3.** *Paraglossograptus tentaculatus*. 1. PI 1052A, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 2. PI 1052A, (otro ejemplar), Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 3. PI 1030, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **4-5.** *Cryptograptus antennarius* 4. PI 1028, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 5. PI 964A, muestra

LP3, Zona de *H. lentus*. **6-10.** *Glossograptus* sp. 6. PI 1071, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 7. PI 1041, Extremo Proximal, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 8. PI 1052, Extremo proximal, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 9. CORD-PZ 25755, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 10. CORD-PZ 25753, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*.





**LÁMINA 8.9.** Escala gráfica= 1mm. **1.** PI 1389, muestra LP9, Zona *P. elegans*. ?*Glossograptus hincksii*. **2.** PI 1394, muestra LP9, Zona *P. elegans*. ?*Glossograptus hincksii*. **3.** PI 1393, muestra LP9, Zona *P. elegans*. ?*Glossograptus hincksii*. **4.** PI 1399, muestra LP9, Zona *P. elegans*. ?*Glossograptus hincksii*. **5.** PI 1301A, muestra LP7, Zona *P. elegans*. *Cryptograptus schaeferi*. **6.** PI 1301B, muestra LP7, Zona *P. elegans*. *Glossograptus* sp. **7.** PI 1737, muestra LP11, Zona *P. elegans*. Sícula *C. schaeferi*. **8.** PI 1417, muestra LP11, Zona *P. elegans*. A. cf. *A. parallelus*. **9.** PI 1301, muestra LP7, Zona *P. elegans*. *Glossograptus* sp. **10.** PI 1746, muestra LP11, Zona *P. elegans*. Sículas de glossograptidos. **11.** PI 1419, muestra LP11, Zona *P. elegans*. Sículas con espinas. **12.** PI 1315, muestra LP7, Zona *P. elegans*. A. cf. *A. parallelus*. **13.** PI 1277, muestra LP7, Zona *P. elegans*. Sícula. **14.** PI 1316, muestra LP7, Zona *P. elegans*. A. cf. *A. parallelus*. **15.** PI 1277, muestra LP7, Zona *P. elegans*. A. cf. *A. parallelus*. **16.** PI 1458C, muestra LP11, Zona *P. elegans*. Glossograptido juvenil.

## Infraorden **Diplograptina Lapworth, 1880b**

### • **Familia Diplograptidae Lapworth, 1873**

Los taxones que integran esta familia son colonias biseriadas, dipleurales, con o sin desarrollo de manubrio, el extremo proximal es asimétrico, poseen una espina virgular y espinas aperturales adicionales en el primer par de tecas. Progresivamente se simplifica el desarrollo de las colonias, perdiendo el manubrio. Las tecas son de morfología variable, con aperturas complejas, genículos y pliegues intratecales.

## **Subfamilia Diplograptinae Lapworth, 1873**

### **Género *Levisograptus* Maletz (2011b)**

Especie tipo: *Fucoides dentatus* Brongniart (1828).

Diagnosis *sensu* Maletz (2011b): “*Biserial graptolites with a pattern U astogeny, a broad, fairly symmetrical proximal end and thecae with a rounded or flowing geniculum and incipient to well-developed lateral apertural lappets; manubrium structure lacking downward growth of thecae or lacking altogether; thecae long and*



*double sigmoid in shape; infradorsal thecal walls vertical to outwardly inclined; apertural spines at least on first thecal pair, rarely on distal thecae; rhabdosome parallel-sided to distally widening”.*

Graptolitos biseriados con patron U de brotación, extremo proximal ancho bastante simétrico y tecas con genículo redondeado e incipiente a bien desarrollados procesos aperturales laterales, estructura de manubrio que carece de crecimiento hacia debajo de las tecas o está ausente por completo; tecas alargadas y con forma doble sigmoidal; paredes tecales infradorsales verticales o inclinadas externamente; espinas aperturales almenos en el primer par techal, raramente a distal, tubario de lados paralelos a ensanchados lateralmente.

***Levisograptus austrodentuatus*** (Harris & Keble, 1932)

Fig. 8.23, 1-11/ .Lám. 8.10, Fig. 1, 3, 4, 7, 8, 10, 11, 12

1932 *Diplograptus (Glyptograptus) austrodentatus* Harris & Keble; p. 39, Pl. 5, Figs. 4-5; Figs. 1-4.

1994 *Undulograptus austrodentatus*, Mitchell, Text-Fig. 1F-H-I, pp. 51-53.

1995 *Undulograptus austrodentatus*, Chen *et al.*, pp. 61-63, Figs. 28 C-E, G-H, Pl. 5, figs. A-C (*cum syn.*).

2003 *Undulograptus austrodentatus*, Toro & Brussa, p. 462, Pl. 13, Figs. 12-12, 15.

2007 *Undulograptus austrodentatus*, Ortega *et al.* Fig. 5 B.

2011b *Levisograptus austrodentatus*, Maletz, Text-Fig. 2F.

**MATERIAL:** Abundantes especímenes que presentan frecuentemente deformación diagenética, algunos en relieve rellenos por pirita, parcialmente alterada a limonita. La colección está compuesta por colonias maduras, juveniles y extremos proximales escasos. Estos últimos con una preservación deficiente. PI N° 976, 978?, 983, 1004, 1006, 1008, 1011, 1015, 1026, 1036, 1037, 1046, 1059, 1065, 1070, 1073, 1077, 1081, 1086, 1091, 1094, 1104?, 1105, 1130, 1526, 1627, 1630, 1633, 1634, 1635, 1665, 1680, 1689.

**DESCRIPCIÓN:** Los ejemplares poseen un ancho proximal comprendido entre 1,1 a 1,4 mm (excepcionalmente 1 mm) y el ancho distal se incrementa gradualmente hasta los 1,55 mm a la altura de la teca 7 u 8, alcanzando un máximo de 1,8 mm en la

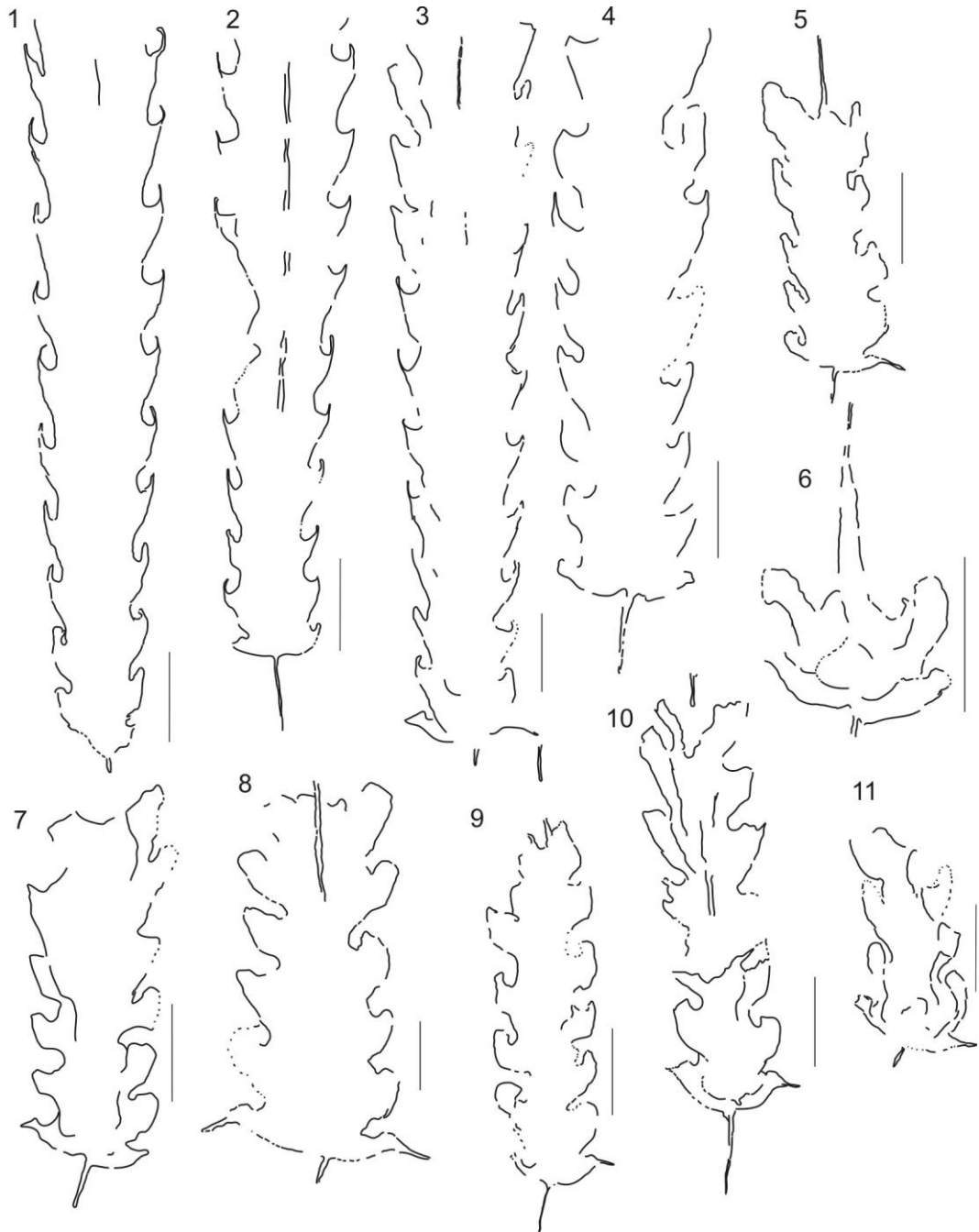
teca 11, en aquellas colonias de mayor longitud. La longitud de las colonias alcanza al menos los 10 mm. El extremo proximal es de forma subcuadrangular, con las dos primeras tecas subsimétricamente dispuestas con espinas subaperturales y una corta virguela. Algunos extremos proximales posiblemente pertenecientes a esta especie, presentan una sícula de 1,52 mm de longitud desarrollando amplios canales de cruce en vista reversa (Fig 8.23A, PI 1086 A). La brotación de las tecas primordiales no ha sido observada en los especímenes estudiados. Algunas colonias presentan un largo nema. Las tecas son largas y onduladas con aperturas ligeramente introvertidas. El 2TRD es de 1,4 mm en la teca t<sup>2</sup>. Hacia el extremo distal este valor aumenta hasta los 1,9 mm en la teca 10.

DISCUSIÓN: La morfología y dimensiones de estos tubarios permiten referirlos como *L. austrodentatus* (Chen *et al.* 1995). La presencia de una amplia zona de canales en el reverso de estas colonias concuerda con lo ilustrado por Maletz (2011b, Fig.-text 2).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, quebrada Don Braulio y Zona de *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: En la Precordillera argentina *L. austrodentatus* ha sido reconocido en numerosas secciones donde afloran las formaciones Gualcamayo y Los Azules y unidades equivalentes en las zonas de *L. austrodentatus*, *L. dentatus* y *H. lentus*, en el Darriwiliano inferior y medio (Cuerda & Furque, 1975; Brussa, 1997a, b y c; Toro & Brussa, 2003; Ortega *et al.*, 2007a). En la Puna argentina la especie fue reconocida en afloramientos de la cuesta del Toquero, al norte de la provincia de Jujuy referidos a la Zona de *L. austrodentatus* (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996). Otros hallazgos proceden de la Puna occidental (Balhburg *et al.* 1990).

Esta especie posee una distribución global hallada en Norteamérica, Báltica, Europa, China, Australasia (Vandenberg & Cooper, 1992; Chen *et al.*, 1995; Maletz, 2011b; Goldman *et al.* 2013, entre otros).



**Fig. 8. 23.** Escala gráfica= 1mm. **1-11.** *Levisograptus austrodentatus*. 1- PI 1046, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 2-PI 1635, muestra DB1, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 3-PI 1059, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 4-PI 1633A, muestra DB1, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 5-PI 1004, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 6-PI 1086A, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. EP. 7-PI 1011A, muestra LP1, Zona de *H. lentus*. 8-PI 1008, muestra LP1, Zona de *H. lentus*. 9-PI 1077, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 10-PI 976, muestra LP2, Zona de *H. lentus*. 11-PI 1015, muestra LP1, Zona de *H. lentus*.

*Levisograptus* cf. *L. dentatus* (Brongniart, 1828)

Fig. 8.24, 1, 9/ Lám 8.10, Fig. 2



cf. 1828 *Fucoides dentatus* Brongniart, p. 70, pl. 6, figs 9–12.

cf. 1997a *Undulograptus dentatus*, Maletz, fig. 7e.

cf. 2003 *Undulograptus dentatus*, Ortega & Rickards, 2003 fig. 2o.

cf. 2007 *Undulograptus dentatus*, Ortega et al., Fig. 5 k.

cf. 2011b *Levisograptus dentatus*, Maletz, pp. 857- 858, Fig. 1C, 2I, 3, 4F, 5, 6 C-E.

cf. 2017a *Levisograptus dentatus*, Serra et al., Fig 6 A, C-D.

2017a *Levisograptus* cf. *dentatus*, Serra et al. Fig. 6 M.

**MATERIAL:** Colonias fragmentarias, pobremente preservadas como películas carbonosas o rellenas por piritita alterada en limonita, los fragmentos distales son más frecuentes. El material estudiado corresponde a PI N°: 960, 981, 1014, 1023, 1031, 1046, 1057, 1080, 1631 B, 1637, 1667, 1672, 1681.

**DESCRIPCIÓN:** Tubarios generalmente rotos que en algunos fragmentos superan los 10,35 mm de longitud. El extremo proximal es subcuadrangular con espinas subaperturales en el primer par de tecas, y una virguela conspicua. Su ancho proximal es de 1,1 mm aumentando rápidamente a 1,5 mm a nivel de la sexta teca que alcanza 1,9 a 2 mm en los fragmentos distales. Las tecas son sinuosas con la morfología típica del género *Levisograptus*; en su porción proximal el 2TRD es de 1,1 a 1,35 mm y hacia distal es de 1,8 mm.

**DISCUSIÓN:** Los especímenes estudiados concuerdan con *L. dentatus* en el gran desarrollo de los tubarios, que logran los 2 mm de ancho en varios fragmentos distales. Como fuera indicado por Maletz (2011b) es muy difícil distinguir las formas juveniles de esta especie de las de *L. austrodentatus*, siendo el ángulo de inclinación tecal más abierto en *L. dentatus* y el ancho distal de 2 mm o superior. El material de la Sierra de Villicum, fragmentario y pobremente conservado, impiden efectuar una diagnosis segura, más aún considerando la dificultad para diferenciar ambas especies.

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio y Zona de *H. lentus* quebrada de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** Este taxón fue identificado en la biozona homónima por Mitchell *et al.* (1998), Ortega & Rickards (2003), Brussa *et al.* (2003) y Ortega *et al.* (2007a) en la parte inferior de la Formación Los Azules del el cerro Viejo de Huaco, Precordillera Central. Recientemente, Serra *et al.* (2017a) identificaron la especie *L. cf. dentatus* en el miembro inferior de la Formación Los Azules, en la quebrada Oculta y especímenes de *L. dentatus* en la Formación Gualcamayo, en la sección Cerro La Chilca. La especie *L. dentatus* es común en la biozona de *L. dentatus* en el área de Lévis, Quebec (Maletz, 2011).

***Levisograptus primus*** (Legg, 1976)

Fig. 8.24, 2-5/ Lám. 8.10, Fig. 5, 9

1976 *Pseudoclimacograptus primus* Legg

1994 *Undulograptus primus*, Mitchell, pp. 53- 54, 58, Fig. 3A-P, Fig. 4A-J.

1995 *Undulograptus primus*, Williams & Tallman, p. 91, Fig. 3 i-l.

2011b *Levisograptus primus*, Maletz, Fig. 4 E.

2017 *Levisograptus primus*, Serra, p. 178, Fig. 7.3 E-G, U; Fig. 7.7.

2017a *Levisograptus primus*, Serra *et al.*, Fig. 6 e-f.

**MATERIAL:** PI N° 978?, 983?, 984, 1004, 1028, 1039, 1046, 1047, 1051, 1058, 1063, 1069, 1076, 1077, 1094, 1104?, 1672, 1726.

**DESCRIPCIÓN:** Tubarios de contornos casi paralelos, incompletos, que superan los 4,5 mm de longitud. Poseen un ancho proximal de 1,3 mm a nivel de la apertura de la  $t1^1$  y un ancho distal de 1,5 mm a la altura de la  $t6$ . En el extremo proximal se observa una virguela conspicua de *ca.* 1,7 mm de longitud. Las dos primeras tecas se disponen subsimétricamente y poseen espinas subaperturales. Las tecas presentan un genículo marcado y hacia la parte distal del tubario son más alargadas. El valor de 2TRD es de 1,15 mm medido en la teca  $t2^1$ . Hacia la parte superior del tubario este valor aumenta a 1,65 mm medido en la  $t6^1$ .

**DISCUSIÓN:** El material estudiado es asignado como *L. primus* considerando la presencia de tecas marcadamente geniculadas retenidas en los especímenes adultos si bien la brotación de estas colonias no puede observarse con claridad.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, Quebrada Don Braulio y Zona de *H. lentus*, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: En la Precordillera argentina esta especie fue identificada en el cerro Viejo de Huaco (Ortega *et al.*, 2007a) y cerro La Chilca (Serra *et al.*, 2017a). Serra *et al.* (2017a) localizan esta especie en el techo de la Formación San Juan asociado con fragmentos de estipes de sinograptidos y en la Formación Gualcamayo en la sección del Cerro La Chilca.

La especie *L. primus* fue originalmente descrita para Canning Basin del oeste de Australia (Legg, 1976) y luego mencionada por Vandenberg & Cooper (1992) para el Darriwiliano medio (Da3) de Australasia. Asimismo, se encuentran tubarios en el Grupo Cow Head del oeste de Terranova (Williams & Stevens, 1988) y en la sección Cooper Brook del este de Terranova (Williams & Tallman, 1995).

En la sección de Levis (Quebec) Maletz (1997a) indica la presencia de *L. primus* en la Zona de *L. austrodentatus* (Subzona de *L. sinicus*) y en las zonas de *L. dentatus* y *H. lentus*.

***Levisograptus cf. L. mui*** (Rickards, 2000)

Fig.8.24, 6-7

cf. 2000 *Undulograptus? mui* sp. nov., Rickards in Dean *et al.* 2000, p. 571, Fig. 12D, E.

MATERIAL: El material es muy escaso y pobremente preservado. PI N° 1633 A y D, 1639.

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: El tubario más completo tiene un ancho a nivel de la apertura de la t1<sup>2</sup> 1,3 mm disminuyendo ligeramente a distal con un valor de 1,2 mm en la apertura de la t5. El extremo proximal es marcadamente asimétrico con una virguela de ca. 1 mm de longitud y espinas subaperturales en las primeras dos tecas. Las restantes tecas son onduladas con aperturas introvertidas y espinas subaperturales. El espaciamiento tecal es de 5 tecas en 5 mm.

La forma de las tecas con espinas subaperturales y el extremo proximal asimétrico de la colonia recuerdan a *L. mui* (Rickards), pero el espaciamiento tecal es más apretado en esta especie (6,5 tecas en 5 mm de acuerdo a Ricards en Dean *et al.*, 2000). En los ejemplares de la sierra de Villicum este valor concuerda con el dado por Chen *et al.* (1995) (5 tecas en 5 mm) para los especímenes de *L. sinicus* (Mu & Lee) de China. La escasez del material y su preservación deficiente impiden realizar una diagnosis segura de estos ejemplares.

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona de *L. dentatus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio.

**DISTRIBUCIÓN:** *L. mui* fue descrito originalmente por Rickards para la Formación Karadere en los Pointides centrales, Turquía (Dean *et al.*, 2000). Posteriormente Maletz & Ahlberg (2011) reconocen esta especie en la Lutita Tøyen, testigo de Krapperup, Escania en el sur de Suecia, indicando una edad darriwiliana temprana.

***Levisograptus* sp. 1**

Fig. 8.24, 8

**MATERIAL:** PI N°: 1008, 1011A, 1105?, 1124, 1669, 1674, 1676.

**DESCRIPCIÓN:** El tubario es delicado y pequeño. Presenta un extremo proximal muy asimétrico que posee menos de 1 mm de ancho. El ancho distal se mantiene entre los 1,1 a 1,15 mm, siendo los contornos bastantes paralelos. Las dos primeras tecas presentan espinas subaperturales. Las tecas presentan paredes suprageniculares cortas y rectas a ligeramente convexas. La longitud máxima del tubario alcanza en uno de los ejemplares los 4 mm. Posee una virguela marcada, conspicua. Desde el extremo distal se desprende un nema largo como una varilla que alcanza una longitud de cerca de 2,5 mm. El valor de 2TRD es de 1,1 a 1,3 mm en la t2 y 1,65 mm en la t6.

DISCUSIÓN: La forma de los tubarios recuerda al género *Levisograptus*, sin embargo las dimensiones de los mismos y su pobre preservación no permiten asignarlo con certeza a una especie en particular.

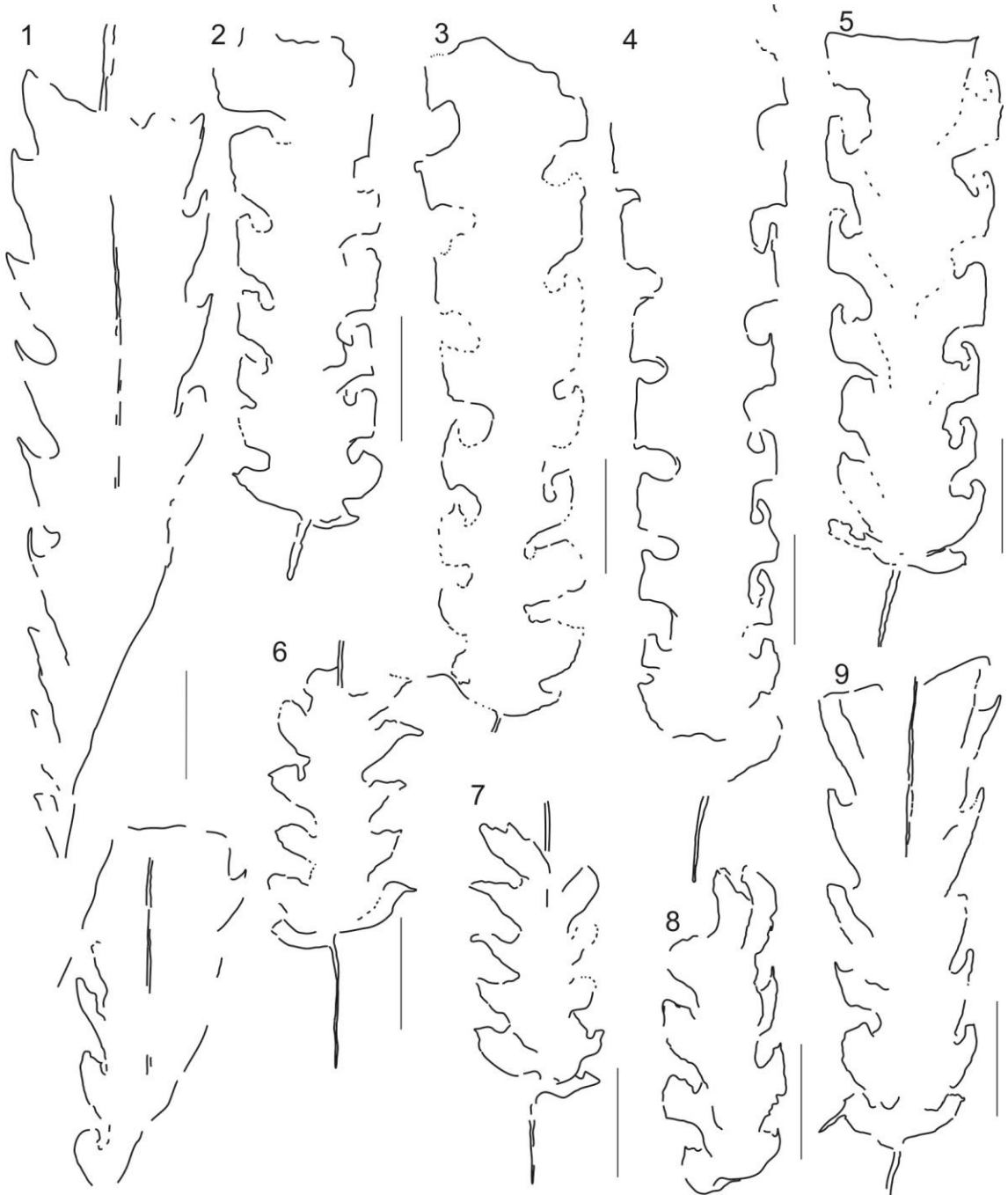
HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *L. dentatus*, quebrada Don Braulio y Zona de *H. lentus* quebrada de La Pola.

***Levisograptus?* sp.**

Lám. 8.10, Fig. 6

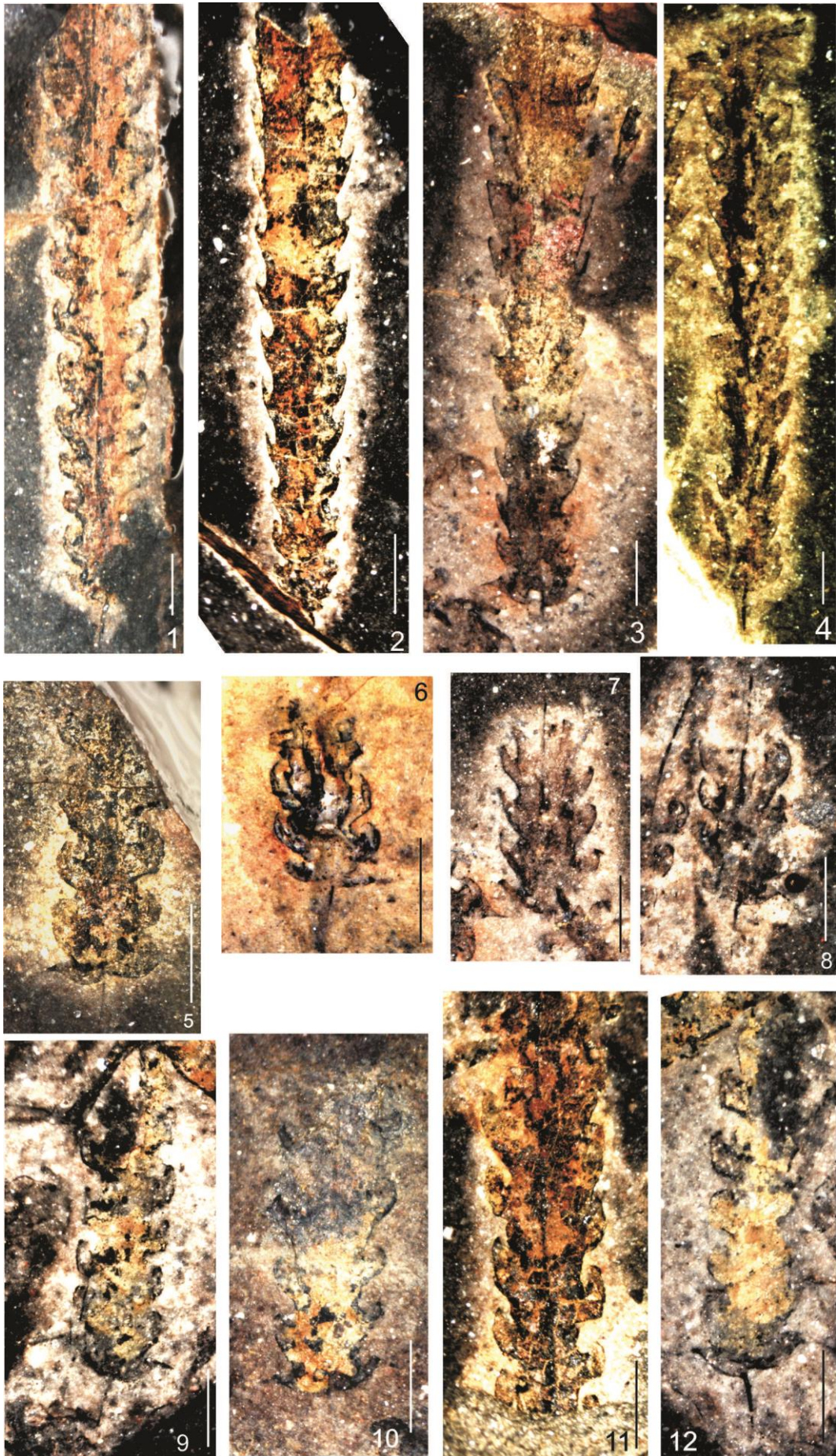
MATERIAL: Dos ejemplares mal preservados asignados con dudas a este género, PI N° 1650, 1725.





**Fig. 8.24.** Escala gráfica= 1mm. **1, 9.** *Levisograptus* cf. *L. dentatus*, 1-PI 1681?, muestra DB6, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 9-PI 1631B, muestra DB1, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **2-5.** *Levisograptus primu*, 2-PI 1672, muestra DB6, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. EP. 3-PI 1046, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 4-PI 1726, muestra DB9, Zona de *H. lentus*. 5-PI 984, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. **6-7.** *Levisograptus* cf. *L. mui* 6-PI 1633A, muestra DB1, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 7-PI 1633D, muestra DB1, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **8.** *Levisograptus* sp. 1, PI 1124, muestra LP3, Zona de *H. lentus*.







**LÁMINA 8. 10.** Escala gráfica= 1mm. **1, 3, 4, 7, 8, 10, 11, 12.** *Levisograptus austrodentatus*. 1. PI 1037, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 3. PI 1059, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 4. PI 1065B, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 7. PI 1059, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 8. PI 1077, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 10. PI 1091, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 11. PI 1038B, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 12. PI 1094, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **2.** *L. cf. L. dentatus*, PI 1046, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **5, 9.** *Levisograptus primus* 5. PI 1028, ?*Levisograptus primus*, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. 9. *L. primus*, PI 1077, muestra DB3, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*. **6.** *Levisograptus?* sp., PI 1650, muestra DB5, Zona de *L. dentatus*, Subzona de *A. angulatus*.

**Género *Archiclimacograptus* Mitchell, 1987**

Especie tipo: *Pseudoclimacograptus angulatus sebyensis* Jaanusson (1960).

Diagnosis (*sensu* Maletz, 1997b): “*Species with broadly rounded proximal end and pattern C astogeny; the complete median septum is sharply zigzag shaped to straight; prothecal folds are present; th2<sup>1</sup> generally dicalycal and with the region between the metatheca of th1<sup>1</sup> and th1<sup>2</sup> on the reverse side occupied by and exposed patch of the right-handed crossing canal of th2<sup>1</sup> flanked or enclosed by the prothecae of both th2<sup>1</sup> and th2<sup>2</sup>; thecae with introverted apertures due to ventral apertural lips with lateral lobes, but lobes reduced in some species; th1<sup>1</sup> and th1<sup>2</sup> bear a subapertural to apertural spine*”.

Especies con un extremo proximal ampliamente redondeado y un patrón C de astogenia; el septo mediano completo tiene una forma zigzagueante a recta; pliegues protecales están presentes; t2<sup>1</sup> generalmente dicalical y con la región entre la metateca de t1<sup>1</sup> y t1<sup>2</sup> en el reverso ocupada por un parche expuesto del canal de cruce derecho de t2<sup>1</sup> flanqueado o encerrado por la proteca de t2<sup>1</sup> y t2<sup>2</sup>; La teca presenta aperturas introvertidas debido a los labios ventrales de la apertura con lóbulos laterales; los lóbulos son reducidos en algunas especies; t1<sup>1</sup> y t1<sup>2</sup> tienen espinas subaperturales a aperturales.

*Archiclimacograptus? ambiguus* Maletz (2011a)

Fig. 8.25: 5, 7, 8, 9, 10 /Lám. 8.11, Fig. 2, 6

pars 1988 *Undulograptus austrodentatus austrodentatus* (Harris & Keble). Williams & Stevens, p. 90, Pl. 32, Figs. 1–3?, 4–6, 8, 11; Pl. 33, Fig. 1. [non Pl. 31, Figs. 3–6; Pl. 32, Figs. 7, 9, 10, 12, 14; Pl. 33, Fig. 2; = *Undulograptus primus*]; [Pl. 32, Fig. 13; = *Undulograptus* sp. nov. Maletz, 1997a: Fig. 7d]; [text-Figs. 81A–81AA; = *Undulograptus* spp., probablemente múltiples especies].

1992 “*Climacograptus*” *pungens*, Mitchell, Fig. 1F, I,? Fig. 1G.

1997a “*Climacograptus*” *pungens*, Maletz, p. 749, Fig. 7A.

2007 “*Climacograptus*” *pungens*, Ortega *et al.* Figs. 4G–4I, 5F.

2011a *A.? ambiguus*, Maletz, Fig. 4: A–D, K, L, O–Q.

MATERIAL: PI N°: 1694, 1695, 1712, 1205, 1211, 1189, 1190, 1201, 1203. CORD-PZ: 25695, 25698.

DESCRIPCIÓN: El tubario es delicado con una longitud que supera los 13 mm en unos pocos especímenes. Posee contornos casi paralelos con un ancho proximal de 0,8 a 0,9 mm, que aumenta a 1,1 mm hacia distal. El extremo proximal de estas colonias está en general mal preservado, pero puede observarse una pequeña espina en la teca  $t1^1$  (PI N° 1694) y una larga virguela que puede superar los 2,5 mm. Las tecas son alternantes con aperturas introvertidas, con genículos suaves y con profundas excavaciones aperturales. Las paredes suprageniculares son muy convexas, aún desde la porción proximal del tubario. Los valores del 2TRD son de 1,3 mm en la  $t2$ , 1,5-1,7 mm en la  $t5$  y de 1,8 mm en la  $t11$ .

DISCUSIÓN: La presencia de una espina subapertural sólo en  $t1^1$ , una larga virguela y los valores de 2TRD coinciden con *A.? ambiguus* (Maletz). Sin embargo, los ejemplares de la sierra de Villicum son ligeramente más delgados que esta especie (1,2-1,3 mm de ancho distal según el citado autor). Otra diferencia con *A.? ambiguus* se observa en las cortas paredes suprageniculares frecuentemente presentes en esta colección con marcadas excavaciones aperturales, si bien esto podría ser un efecto de deformación diagenética.

*A.?* *ambiguus* comparte con *A.?* *pungens* (Ruedemann) un extremo proximal marcadamente asimétrico y una espina subapertural presente solo en la t1<sup>1</sup>. Pero se diferencia de la especie aquí descrita por poseer tecas con genículos conspicuos. Cabe destacar, que los patrones de brotación de esta especie permanecen desconocidos hasta el presente.

El material aquí estudiado es semejante al de *A.?* *ambiguus* descrito como “*Climacograptus*” *pungens* para la Zona de *H. lentus* (asociación inferior) de la Formación Los Azules del Cerro Viejo de Huaco (Ortega *et al.*, 2007a).

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** El material aquí descrito procede de la Zona de *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio y de la Zona de *H. spinosus*, quebrada de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** Ortega *et al.* (2007a) ilustró ejemplares de esta especie pertenecientes a la Zona de *Holmograptus lentus* (asociación inferior) provenientes del miembro inferior de la Formación Los Azules en la quebrada epónima. *Archiclimacograptus?* *ambiguus* fue originalmente definido por Maletz (2011a) en la Zona de *Levisograptus dentatus* (subzona superior), Quebec y oeste de Terranova (Williams & Stevens, 1988; Mitchell, 1992).

***Archiclimacograptus angulatus*** (Bulman, 1953)

Fig. 8.26: 1- 4/ Lám 8.12, Figs. 3, 5- 6

1953 *Pseudoclimacograptus scharenbergi* var. *angulatus* Bulman, p. 511, Pl. 1, Figs. 8, 9; Text-Fig. 2.

2016 *Archiclimacograptus angulatus*, Chen *et. al.*, p. 285, Figs. 6-82G–J, M–Q; 6-83A–D, F–H (*cum syn.*)

**MATERIAL:** PI 1363, 1457, 1458A, 1459.

**DESCRIPCIÓN:** Tubarios delicados, suavemente fusiformes, con más de 6 mm de longitud en algunos fragmentos y un ancho proximal de 0,6 a 0,7 mm a nivel de la apertura de la t1<sup>1</sup> que aumenta rápidamente a 0,9 mm en algunos ejemplares (unos pocos fragmentos tienen un ancho de 0,7-0,76 mm que disminuye a 0,6 mm a distal).



El extremo proximal es marcadamente asimétrico con una virguela corta y espinas aperturales en las dos primeras tecas. El septo mediano es raramente visible, si bien en un fragmento distal se observa un septo recto. Las tecas poseen genículos marcados con aperturas introvertidas que abren en excavaciones profundas (ca. 1/3 del ancho del tubario). Las paredes suprageniculares son en general ligeramente convexas. Los valores del 2TRD son de ca. 1 mm en la t2, se mantiene en la parte media del tubario y disminuye a distal 0,9 mm.

**DISCUSIÓN:** El material estudiado en la sierra de Villicum concuerda con *A. angulatus* en la forma y dimensiones del tubario como fuera descrito por Bulman (1953), Maletz (1997b), Ortega & Albanesi (2000) y Chen *et al.* (2016).

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola. Algunos fragmentos deficientemente preservados, provenientes de las quebradas Cecilia y Don Braulio, Zona de *P. elegans*, podrían pertenecer a esta especie.

**DISTRIBUCIÓN:** Esta especie fue estudiada por Bulman (1953) con el material proveniente de Noruega y Berry (1964) la ubicó dentro de la Zona *D. purchisoni*. Maletz (1997b) identifica esta especie para Noruega (Oslo). Chen *et al.* (2016) registran esta especie desde la Zona de *P. elegans* hasta la base de la Zona de *N. gracilis* en Kalpin, Mongolia Interior y Xinjiang, China. En la Precordillera argentina *A. angulatus* fue reconocida en la Zona de *P. elegans* del miembro medio de la Formación Gualcamayo en el cerro Potrerillo (Ortega & ALbanesi, 2000). Otro registro de esta especie corresponde a la Zona de *H. teretiussculus* de la Formación Sierra de la Invernada, en el oeste de la Precordillera Occidental (Ortega *et al.*, 2008).

***Archiclimacograptus cf. A. columnus* Chen 2016**

Fig. 8.26: 5, 6/ Lám 8.12, Fig. 1

cf. 2016 *Archiclimacograptus columnus* Chen *et al.*, p. 290, Figs. 6.84 D-F; 6.85A, E.

MATERIAL: PI 1248, 1259

DESCRIPCIÓN: Se cuenta con dos tubarios maduros incompletos, uno de ellos de 11 mm de longitud, con el extremo proximal deficientemente conservado sin bien pueden observarse la virguela y espinas en las dos primeras tecas. El ancho proximal es de 0,8-0,88 mm aumentando a 1,48 mm a nivel de la t6 y 1,68 mm en la t12. Las tecas tienen genículos pronunciados con paredes infrageniculares sigmoidales y aperturas ligeramente introvertidas. El valor de 2TRD 1,24 mm en la t2 y 1,88 mm en la t12. El septo mediano no puede observarse con claridad.

DISCUSIÓN: El ancho de estas colonias y los valores de 2TRD concuerdan en líneas generales con *A. columnus* Chen, pero la escasez y deficiente preservación del material no permiten efectuar una diagnosis segura. Por otra parte, esta especie fue registrada en niveles más jóvenes en China.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Esta especie fue definida para la Zona de *C. bicornis* de Longmendong, Shaanxi, China por Chen *et al.* (2016).

***Archiclimacograptus* cf. *A. marathonensis* (Clarkson, 1963)**

Fig. 8.25, 1- 2/ Lám. 8.11, Fig 1, 4

cf. 1960 *Amplexograptus confertus* (Lapworth), Berry, p.85, Pl. 14, Figs 1-2.

cf. 1997b *Archiclimacograptus marathonensis*, Maletz, p. 52, Text-figs. 23 H-I, 24 A-E.

cf. 2016 *Archiclimacograptus marathonensis*, Chen *et al.*, pp. 291-293, Figs. 6.84 G-H.

MATERIAL: Dos ejemplares PI N° 999 y 1205A, conservados como una película carbonosa y priritizado, respectivamente.

DESCRIPCIÓN: Tubario largo que supera los 13 mm con un ancho proximal de 1,08 mm a nivel de la  $t1^1$  que aumenta a 1,52 mm a nivel de la teca 9 y 1,76 mm en la teca 18. El extremo proximal posee una virguela corta y robusta y dos espinas subaperturales (de las cuales solamente se preserva una en la  $t1^1$ ). Las tecas tienen las características del género *Archiclimacograptus* con genículos marcados y paredes suprageniculares largas, rectas a ligeramente convexas; en la parte distal de la colonia se observan que las tecas son largas y marcadamente onduladas. Las aperturas son introvertidas y abren en excavaciones profundas. El 2TRD es de 1,12 mm en la  $t2^1$  (7,8 tecas en 5 mm) y 1,8 mm, en  $t15$  (5 tecas en 5 mm).

DISCUSIÓN: La forma y dimensiones del tubario y la presencia de tecas largas y onduladas concuerdan con *A. marathonensis* (Chen *et al.* 2016). Sin embargo, la escasez de material impide realizar una diagnosis taxonómica precisa.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zonas de *H. lentus* y *H. spinosus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: El material original descrito por Clarkson (1963) procede de Marathon, Texas de niveles bioestratigráficos no precisados. Maletz (1997b) lo registra en la Zona de *H. lentus* en la región de Escania, Suecia, y en la Zona de *Nicholsonograptus fasciculatus* de Oslo, Noruega. Esta especie ha sido reconocida también de las zonas de *P. elegans* y *Didymograptus murchisoni* de la Formación Saergan, en Dawangou, Xinjiang, China (Chen *et al.* 2016) constituyendo éstos los registros más jóvenes de la especie. Esta especie fue identificada en la Zona de *H. lentus* (asociación superior) en el miembro medio de la Formación Los Azules, cerro Viejo de Huaco por Ortega *et al.* (2007a).

***Archiclimacograptus?* cf. *A.?* *pungens* (Ruedemann, 1904)**

Fig. 8.25, 11

1904 *Climacograptus pungens* sp. nov. – Ruedemann, p. 730, Pl. 16, Figs. 14–20.

2007 “*Climacograptus*” *pungens*, Ortega *et al.*, Figs. 4 G- I, 5F.

cf. 2011a *Archiclimacograptus?* *pungens*, Maletz, Figs. 4E–4J, 4M, 4N; 5B–5M4 (*cum syn*).

MATERIAL: PI N°1217

DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN: El tubario es un fragmento incompleto formado por las primeras 4 tecas. Su ancho inicial a nivel de la  $t1^1$  es de 0,8 mm en el extremo proximal se observa una corta virguela y una espina subapertural en la  $t1^1$ ; las dos primeras tecas son marcadamente asimétricas, creciendo la  $t1^2$  hacia arriba en su tramo distal. Las tecas son geniculadas, con paredes suprageniculares rectas a suavemente convexas. Las aperturas son introvertidas. El valor de 2TRD en la  $t2^1$  es de 1,4 mm.

El espécimen descrito concuerda con *A.? pungens* (Ruedemann), como fuera mencionado e ilustrado por Maletz (2011a), en la presencia de un extremo proximal asimétrico con una espina subapertural presente solo en la  $t1^1$ , en la forma de las tecas y en el ancho proximal. El valor de 2TRD es ligeramente superior en el ejemplar de Precordillera (1,1 mm *sensu* Maletz, 2011a).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *H. spinosus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: De acuerdo a Maletz (2011a) la especie se extiende a través de las zonas de *H. spinosus* y *N. fasciculatus*, del Darriwiliano medio. El autor ha estudiado e identificado esta especie en sucesiones de Monte Merino (Nueva York), Les Mechines (Quebec) y en St. Paul's *inlet* en el oeste de Terranova (Canadá).

*Archiclimacograptus riddellensis* (Harris, 1924)

Fig. 8.27: 1-3/ Lám 8.12, Fig. 4

1924 *Climacograptus riddellensis* sp. nov., Harris, pp. 100-101, Pl. 8, Figs. 11, 12.

2016 *Archiclimacograptus riddellensis*, Chen *et al.*, pp. 301-307, Figs. 6.93 M-N; 6.94 A-B, E-G (*cum syn*).

MATERIAL: Colonias maduras, juveniles y fragmentos. PI 1322 B, 1436, 1753.

DESCRIPCIÓN: Los tubarios presentan un ancho proximal de 0,7 a 0,9 mm a nivel de la apertura de la t1<sup>1</sup> que aumenta hasta un ancho máximo de 2 mm en la t15-t16, para luego disminuir suavemente hacia distal (1,9 mm). El extremo proximal es subcuadrangular a redondeado presentando una virguela conspicua y espinas en el primer par tecal. Las tecas poseen genículos marcados mostrando a veces estructuras de collar y aperturas introvertidas que abren en excavaciones de *ca.* 1/3 del ancho del tubario; las paredes suprageniculares son rectas a ligeramente cóncavas. El valor de 2TRD es de 1,04 mm en la t2, 1,4-1,48 mm en la t5, 2,12 mm en la t15 y 2, 16 mm en la t21. El septo mediano es ligeramente ondulado.

DISCUSIÓN: El material estudiado concuerda con la forma y dimensiones del tubario de *A. riddellensis* (2,1 mm de ancho máximo *sensu* Chen *et al.*, 2016) y los valores del 2TRD (1,07 mm en t2 y 2,14 mm en la t15 *sensu* Chen *et al.*, 2016).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Harris (1924) describe *A. riddellensis* originalmente en Victoria, Australia siendo la especie guía de la zona homónima del Darriwiliano tardío (Da4). Berry (1964) y Maletz (1997b) identifican *A. riddellensis* en Noruega (región de Oslo). Hughes (1989) describe este taxón en el Built Inlier de Gales. Carter (1989) y Ganis *et al.* (2001) la mencionan para Norteamérica. Chen *et al.* (2016) describen esta especie en China, Zona de *P. elegans* y *D. murchisoni* y escaso en las zonas de *J. vagus* y *N. gracilis* de Dawangou, Kalpin, en Mongolia Interior, Zhejiang.

En la Precordillera argentina se menciona y describe *A. cf. A. riddellensis* en la Formación Estancia San Isidro (Ortega *et al.*, 2007b) y en las zonas de *P. elegans* y *H. teretiusculus* en la Formación Sierra de La Invernada (Ortega *et al.*, 2008).

### ***Archiclimacograptus* sp. 1**

Fig. 8.25: 3-4

MATERIAL: El ejemplar ilustrado presenta una preservación deficiente, PI N° 1117.



DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: El espécimen hallado es fragmentario y con una preservación deficiente. Su longitud supera los 7 mm. En la parte proximal su ancho es de *ca.* 1,1 mm tomado a nivel de la apertura de la t2<sup>2</sup> y de 1,28 mm a nivel de la séptima teca. El extremo proximal es asimétrico y está parcialmente tapado, observándose la base de la virguela y una espina subapertural en t1<sup>1</sup>. Las tecas tienen un genículo marcado con aperturas introvertidas que abren en excavaciones profundas. El 2TRD es de 1,15 mm en la t2<sup>2</sup> y de 1,52 mm en la t6.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *H. lentus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola. Escasos fragmentos posiblemente referibles a esta especie, fueron identificados en la Zona de *H. lentus* en la quebrada de Don Braulio.

***Archiclimacograptus* sp. 2**

Fig. 8.25: 6

MATERIAL: Fragmento proximal de tubario, PI N° 1196.

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: El espécimen presenta un ancho proximal de 1,1 mm a nivel de las dos primeras tecas. Su longitud es desconocida ya que se cuenta con un fragmento compuesto solo por las 4 primeras tecas. En el extremo proximal se observan las dos primeras tecas subsimétricamente dispuestas conservándose una espina subapertural en la t1<sup>2</sup>. Las tecas tienen genículos conspicuos con paredes suprageniculares rectas y aperturas introvertidas. El 2TRD es de 1,4 en t2<sup>1</sup> mm. Trazas de un septo mediano en zig-zag se observan a partir de la tercera teca. El material escaso y fragmentario impide efectuar una diagnosis taxonómica segura.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *H. spinosus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

***Archiclimacograptus* sp. 3**

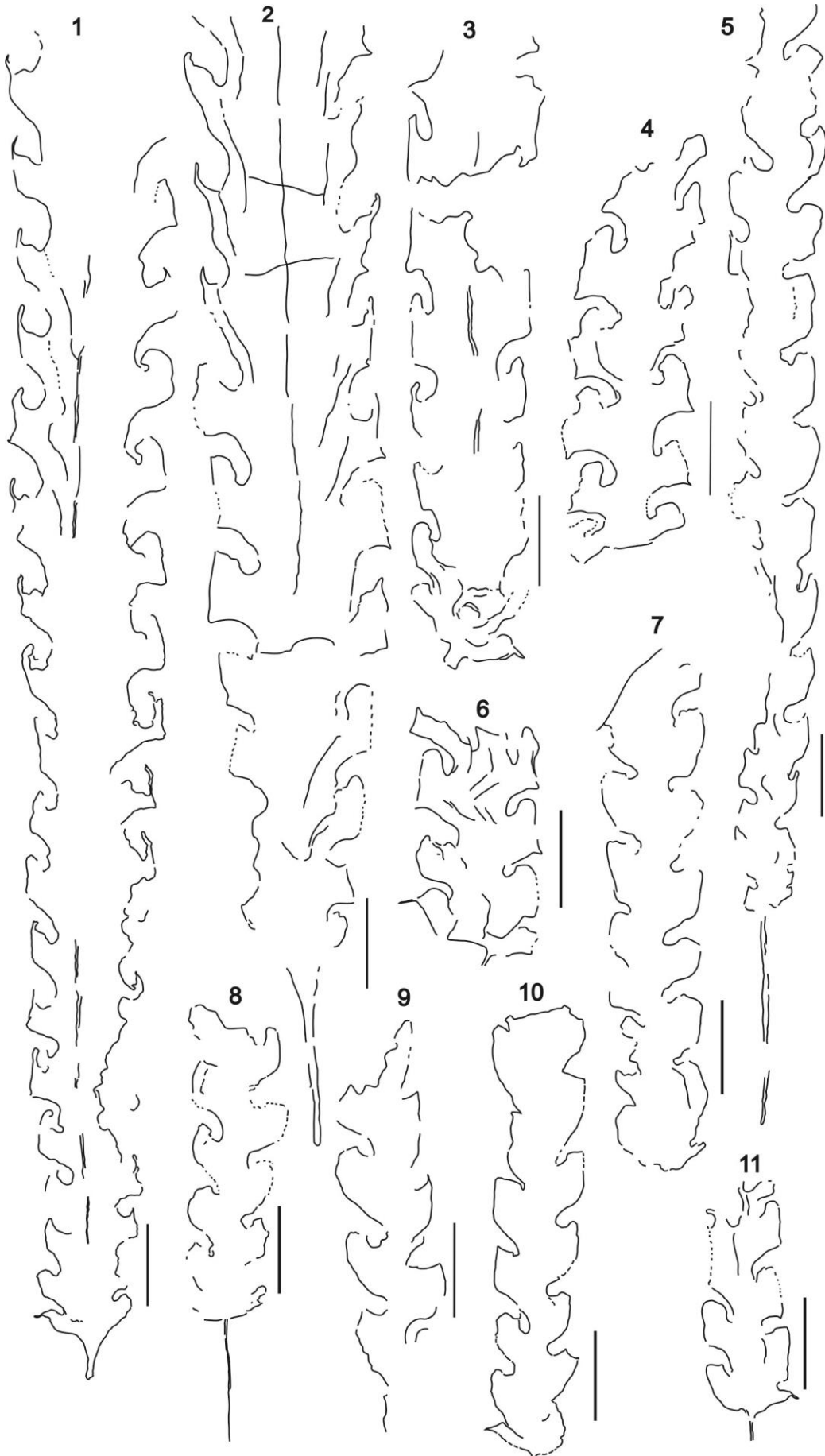
Fig. 8.27: 4-5/ Lám. 8.12, Fig. 2

MATERIAL: PI 1453, 1455 B.

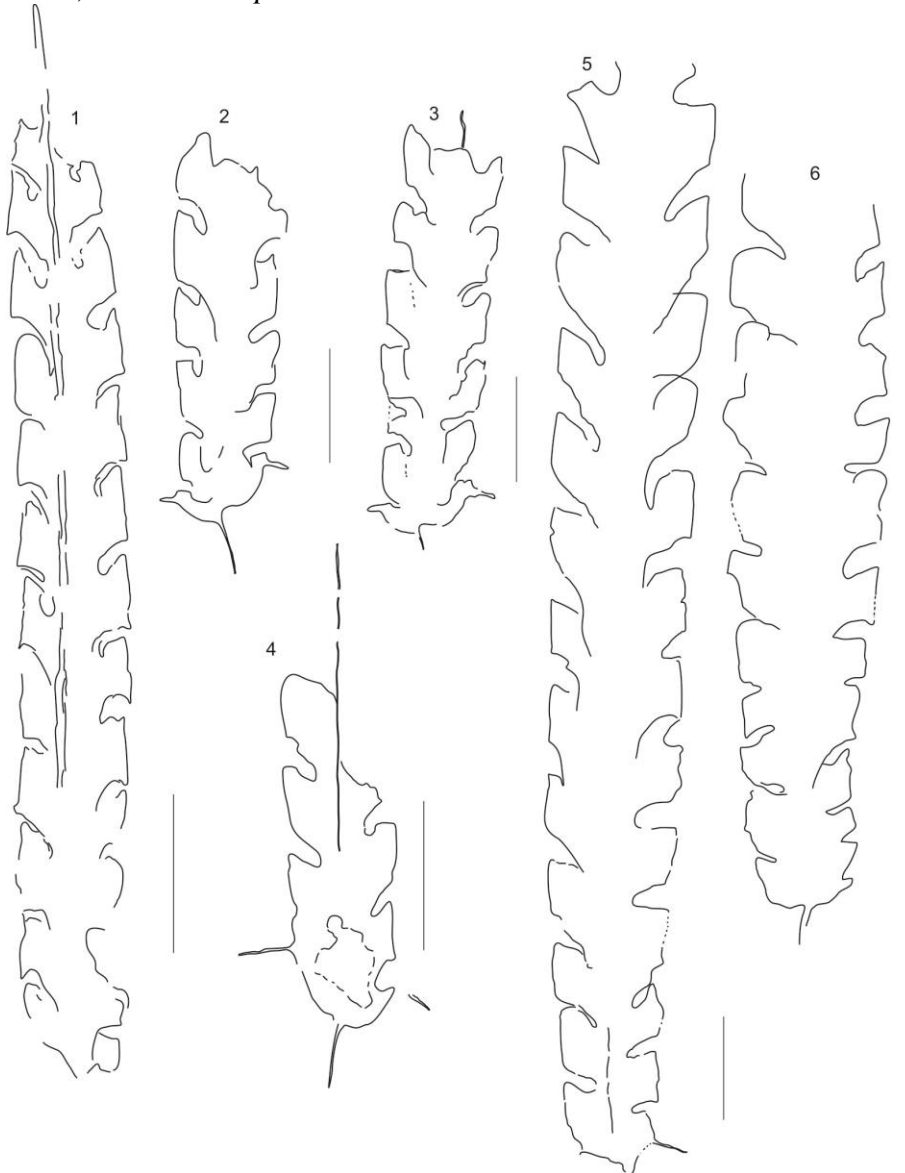
DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN: Fragmentos de tubarios que superan los 20 mm de longitud con un ancho que se incrementa de 1,16 mm a 1,33 mm, para luego disminuir distalmente a 1,16 mm. El extremo proximal no se ha preservado; el septo mediano es recto a suavemente ondulante. La morfología tecal concuerda con la del género *Archiclimacograptus*, congéniculos pronunciados, paredes supragenicales rectas a ligeramente convexas y aperturas introvertidas que ocupan aproximadamente  $\frac{1}{4}$  del ancho del tubario. El valor de 2TRD es de 2,25 mm en la parte media de estos fragmentos que disminuyen a 1,8-2 mm hacia distal.

Este material recuerda a *Archiclimacograptus arctus* (Elles & Wood) considerando los contornos aproximadamente paralelos del tubario, con paredes supragenicales rectas, forma del septo mediano, y ancho de las colonias. Sin embargo, los valores de 2TRD son mayores y la ausencia de ejemplares completos y preservación pobre del material no permiten una diagnosis correcta.

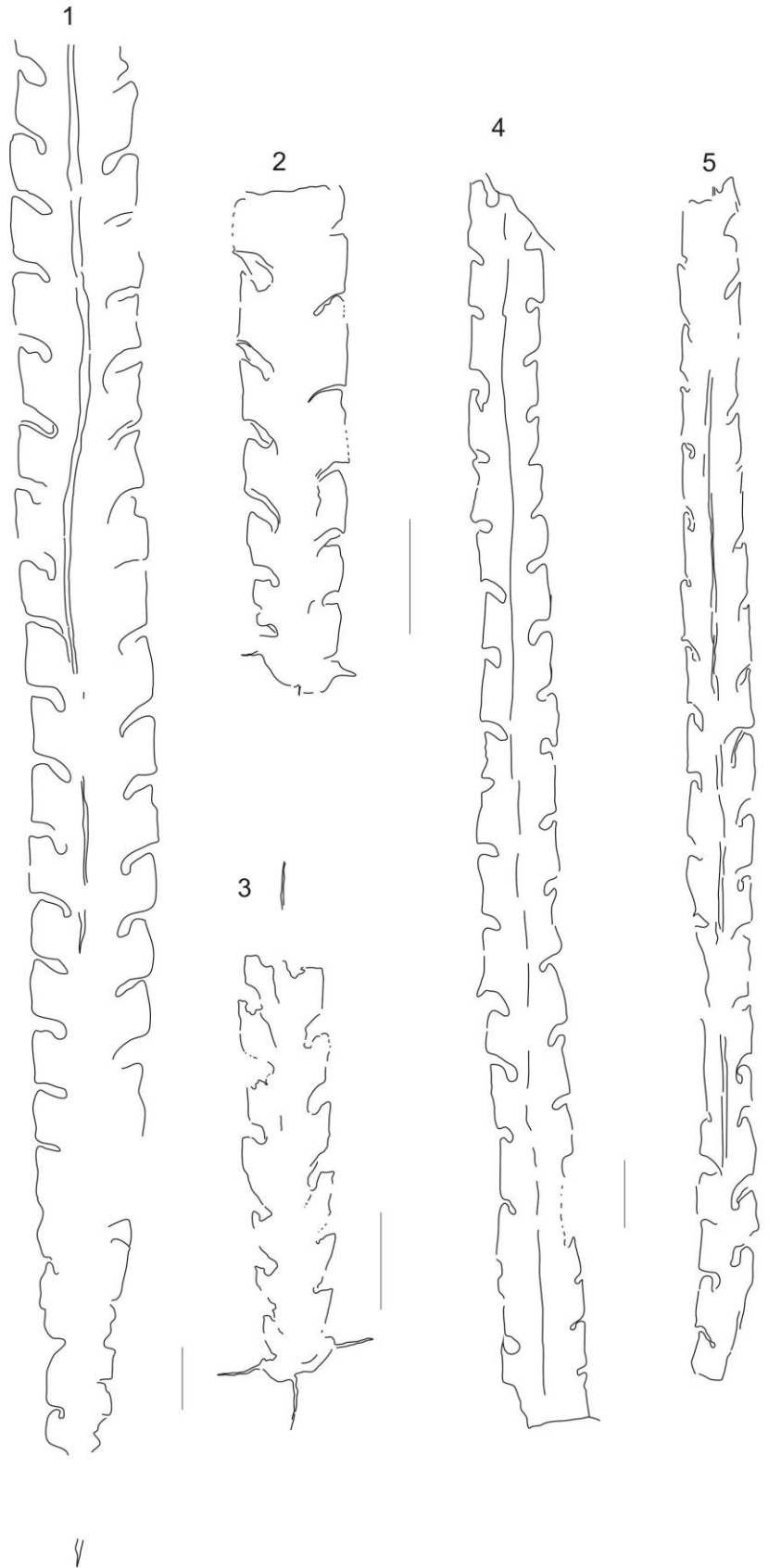
HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.



**Fig. 8.25.** Escala gráfica= 1mm. **1, 2.** *Archiclimacograptus* cf. *A. marathonsensis*. 1- PI 999, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 2- PI 1205A, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. **3, 4.** *Archiclimacograptus* sp. 1. 3- PI 1117, muestra LP3, Zona de *H. lentus*. 4- PI 1699, muestra DB13, Zona de *H. lentus*. **5, 7, 8, 9, 10.** *Archiclimacograptus?* *ambiguu*. 5-PI 1201, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 7- PI 1695, muestra DB13, Zona de *H. lentus*. 8- PI 1694, muestra DB13, Zona de *H. lentus*. 9- PI 1205A, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 10- CORD-PZ 25698, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. **6.** *Archiclimacograptus* sp. 2, PI 1196, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. **11.** *Archiclimacograptus?* cf. *A.? pungens*, PI 1217, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*.



**Fig. 8.26.** Escala gráfica= 1mm. *Archiclimacograptus angulatus*. 1. PI 1458A; 2. PI 1459; 3. PI 1457; 4. PI 1363. *Archiclimacograptus* cf. *A. columnus*. 5. PI 1259; 6. PI 1248.



**Fig. 8.27.** Escala gráfica= 1mm. *Archiclimacograptus riddellensis*. 1. PI 1322B; 2. PI 1753; 3. PI 1436. *Archiclimacograptus* sp. 3: 4. PI 1455B; 5. PI 1433.

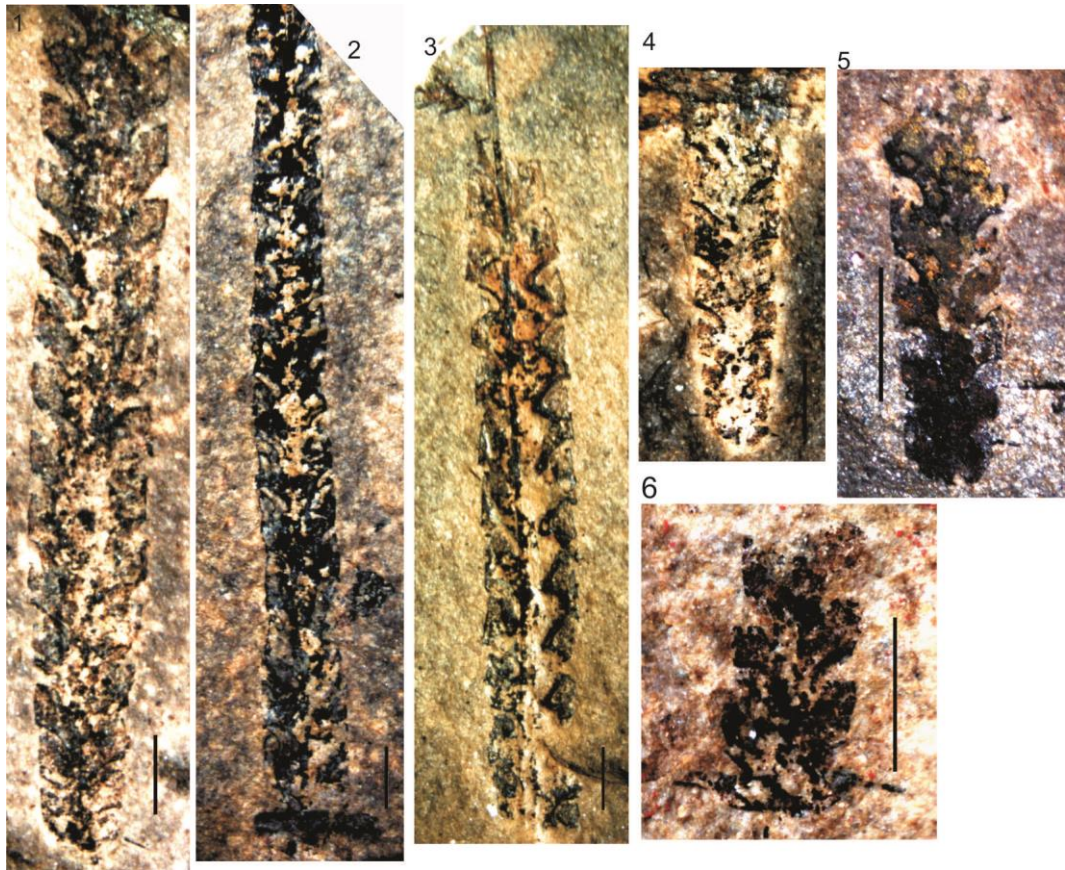




**LÁMINA 8.11.** Escala gráfica= 1mm. 1. *A. cf. A. marathonensis*, PI 999, muestra LP4, Zona de *H. lentus*. 4. *A. cf. A.marathonensis*, PI 1205B, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 2. *A.? ambiguus*, CORD-PZ 25698, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 6. *Archiclimacograptus? ambiguus*, PI 1694, muestra DB13, Zona de *H. lentus*. 3. *Archiclimacograptus* sp.2, PI 1200A, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 5. *Archiclimacograptus* sp.2, PI 1196, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 7.



*Archiclimacograptus* sp.2, PI 1178, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 8.  
*Archiclimacograptus* sp.2, PI 1196, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 9.  
*Haddingograptus* sp.1, PI 1181, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 10.  
*Haddingograptus* sp.1, PI 1189, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*.



**LÁMINA 8. 12.** Escala gráfica= 1mm. 1. PI 1259, muestra LP7, Zona *P. elegans*. *A.* cf. *A. columnas*. 2. PI 1455, muestra LP11, Zona *P. elegans*. *Archiclimacograptus* sp. 3. 3. PI 1458A, muestra LP11, Zona *P. elegans*. *A. angulatus*. 4. PI 1753, muestra LP11, Zona *P. elegans*. *A. riddellensis*. 5. PI 1459A, muestra LP11, Zona *P. elegans*. *A. angulatus*. 6. PI 1457, muestra LP11, Zona *P. elegans*. *A. angulatus*

*Archiclimacograptus* cf. *A. modicellus* (Harris & Thomas)

Fig. 8.28, 1-2/ Lám. 8.17, 6

1935 *Amplexograptus modicellus* Harris & Thomas, p. 300, Fig 1, 10a-f, Fig. 3, 17-20.

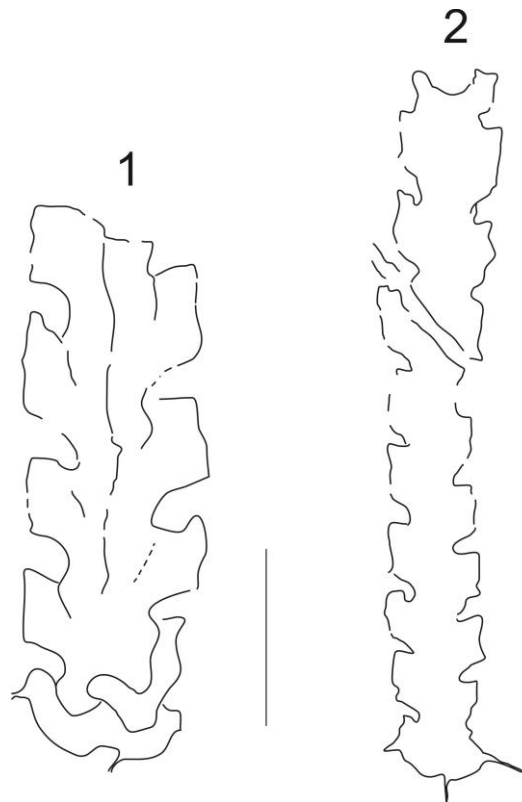
MATERIAL: PI 1540, dos ejemplares parcialmente rellenos con pirita.

DESCRIPCIÓN: Tubario delgado de contornos paralelos de más de 8 mm de longitud y con un anchoproximal de 0,8-0,96 mm a nivel de la apertura de la t1<sup>1</sup> m que aumenta gradualmente a 1,16 mm a nivel de la t9. El extremo proximal es ligeramente asimétrico con espinas subaperturales en las dos primeras tecas y una corta virguela. En uno de los ejemplares se observa un canal de cruce correspondiente a la teca t2<sup>1</sup>, si bien la brotación está enmascarada por el crecimiento de granos de cuarzo. Las tecas presentan genículos conspicuos y paredes suprageniculares ligeramente convexas a rectas. Las excavaciones aperturales son amplias y las aperturas son rectas casi normales al eje del tubario. Un septo mediano suavemente ondulado se observa en algunos de los ejemplares. El valor de 2TRD es de 1,2 mm a 1,4 mm en proximal (ca. 6,5 tecas en 5 mm) y de 1,76 mm a nivel de la t6.

DISCUSIÓN: El material de Precordillera se asemeja a *A. modicellus* en las dimensiones del tubario, si bien el espaciamiento tecal es menor (7-8 tecas en 5 mm en proximal en *A. modicellus sensu* Harris & Thomas). Por otra parte el material australiano procede de niveles más antiguos a los aquí descritos, correspondientes a la Zona de “*Didymograptus nodosus*” (Zona de *H. spinosus* del Da 3).

HORIZONTE y LOCALIDAD: Zona *H. teretiusculus*, Formación La Cantera, quebrada de Don Braulio.

DISTRIBUCIÓN: Victoria, Australia (Harris & Thomas, 1935; Vandenberg & Cooper, 1992).



**Fig. 8.28:** *Archiclimacograptus modicellus*, 1 y 2: PI 1540.

**Género *Eoglyptograptus* Mitchell, 1987**

Especie tipo (OD, Mitchell 1987, p. 396): *Fucoides dentatus* Brongniart (1828), *Eoglyptograptus gerhardi* sp. nov. en Maletz (2011).

Diagnosis Mitchell (1987): “*Monograptids with glyptograptid thecae having a gentle geniculum located about half-way along the theca. Thecae overlap about one half their length and commonly bear cusped apertures. Narrow gradually widening rhabdosomes are septate with a straight median septum. The dicalyca theca may be  $th_2^1$  or a later theca. The strongly asymmetric proximal end is broadly rounded and exhibits a pattern B astogeny. Th  $1^1$  may possess a subapertural spine or the proximal end may be without spines apart from the virgella*”.

Monograptidos con tecas gliptograptidas que poseen un suave genículo en lamitad de la teca. Las tecas se superponen un medio de su longitud y poseen aperturas cuspidas. Tubarios angostos que se ensanchan gradualmente y poseen un septo

mediano recto. La teca dicalical puede ser  $t2^1$  o posterior. El extremo proximal es fuertemente asimétrico y redondeado, con un patrón B astogenético.  $T1^1$  puede poseer una espina subapertural o el extremo proximal estar desprovisto de espinas, aparte de la virguela.

***Eoglyptograptus* sp.**

Fig. 8.29: 1-2, Lám 8.16: 5

MATERIAL: Un solo ejemplar. PI N°1475 A y B

DESCRIPCIÓN: Tubario juvenil compuesto por los 4 primeros pares tecales, con  $t1^1$  y  $t1^2$  marcadamente asimétricas. La  $t1^1$  posee una espina subapertural. Posee una virguela corta en la base. La  $t1^2$  en su tramo de desarrollo final es vertical casi paralelo al eje del tubario. Las tecas son largas con forma glyptograptida suave. Las aperturas son rectas. Se mide un valor de 2TRD de 1,68 mm en la  $t3^1$ . El ancho proximal a nivel de la  $t1^1$  es de 0,64 mm. El ancho a nivel de la  $t3^2$  es de 0,68 mm. Se desprende un nema recto desde la parte distal del tubario.

DISCUSIÓN: La presencia de un extremo proximal asimétrico y de una única espina en  $t1^1$  sugiere que el espécimen corresponde al género *Eoglyptograptus*.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Especies del género *Eoglyptograptus* fueron descritas por Maletz (1997b) para la región de Oslo, Noruega, en la parte superior de la Zona de *P. elegans*. Los ejemplares de este género descritos por Bulman (1932) podrían provenir de la Zona de *H. lentus*.





**Fig. 8.29.** Escala gráfica= 1mm. 1, 2. *Eoglyptograptus* sp., PI 1475 A y B, muestra LP1, Zona *P. elegans*.

### **Subfamilia Orthograptinae** Mitchell, 1987

#### **Género *Hustedograptus*** Mitchell, 1987

Especie tipo: *Diplograptus uplandicus* Wiman, 1895

Diagnosis: “*Thecae smoothly sigmoidal glyptograptid in the proximal end, becoming orthograptid distally; thecal apertures normal to rhabdosome axis or slightly introverted, with prominent paired cusps or spines on lateral margin and with concave ventral apertural margin. Median septum straight with dicalycal theca th 2<sup>1</sup> or subsequently delayed; primordial astogeny follows pattern A but with short descending portion in crossing canal of th 2<sup>1</sup>; proximal end broad and weakly to markedly asymmetric, sicula with simple aperture or aperture bearing paired lappets, or antivirgellar spines flanking concave dorsal margin*”.

Tecas glyptograptidas sigmoidales en el extremo proximal, que se convierten en ortograptidas hacia distal; Las aperturas tecales son normales al eje del tubario o

ligeramente introvertidas, con pares de espinas prominentes en el margen lateral y con el margen de la apertura ventral cóncavo. Septo mediano recto, con teca dicalical  $t_2^1$  o posterior retrasado; La astogenia sigue el patrón A pero con una porción descendente corta en el canal de cruce de la  $t_2^1$ ; extremo proximal ancho y débilmente a marcadamente asimétrico, sícula con apertura simple o con procesos aperturales, o espinas antivirguelares que rodean el margen dorsal cóncavo.

*Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger, 1840) *sensu* Jaanusson, 1960.

Fig. 8.30: 1-12/ Lám 8.13, Figs. 1-3, 5- 6.

1840 *Prionotus teretiusculus* (Nob.), Hisinger, Pl. 38, Fig. 4.

1907 *Diplograptus (Glyptograptus) teretiusculus*, Elles & Wood, p. 250, Pl. 31, Figs. 1 a-e, Text-figs. 171 a-d.

1997b *Hustedograptus teretiusculus sensu* Jaanusson (1960), Maletz, pp. 38-41, Text-figs. 16 A, B; 17 A-H; Pl. 2, Fig. H, Pl. 7, Figs. F, G.

2003 *Hustedograptus teretiusculus*, Toro & Brussa, pág. 461, Pl. 13, Fig. 17, Pl. 14. Fig. 1.

2009 *Hustedograptus teretiusculus*, Zhang *et al.*, Figs. 5G, H, M; 8A-E, G-H.

2016 *Hustedograptus teretiusculus*, Chen *et al.*, pp. 240-244, Figs. 6-67A-F, H-I; 6-68A-I, K-L; 6-69A-B. (*cum syn.*)

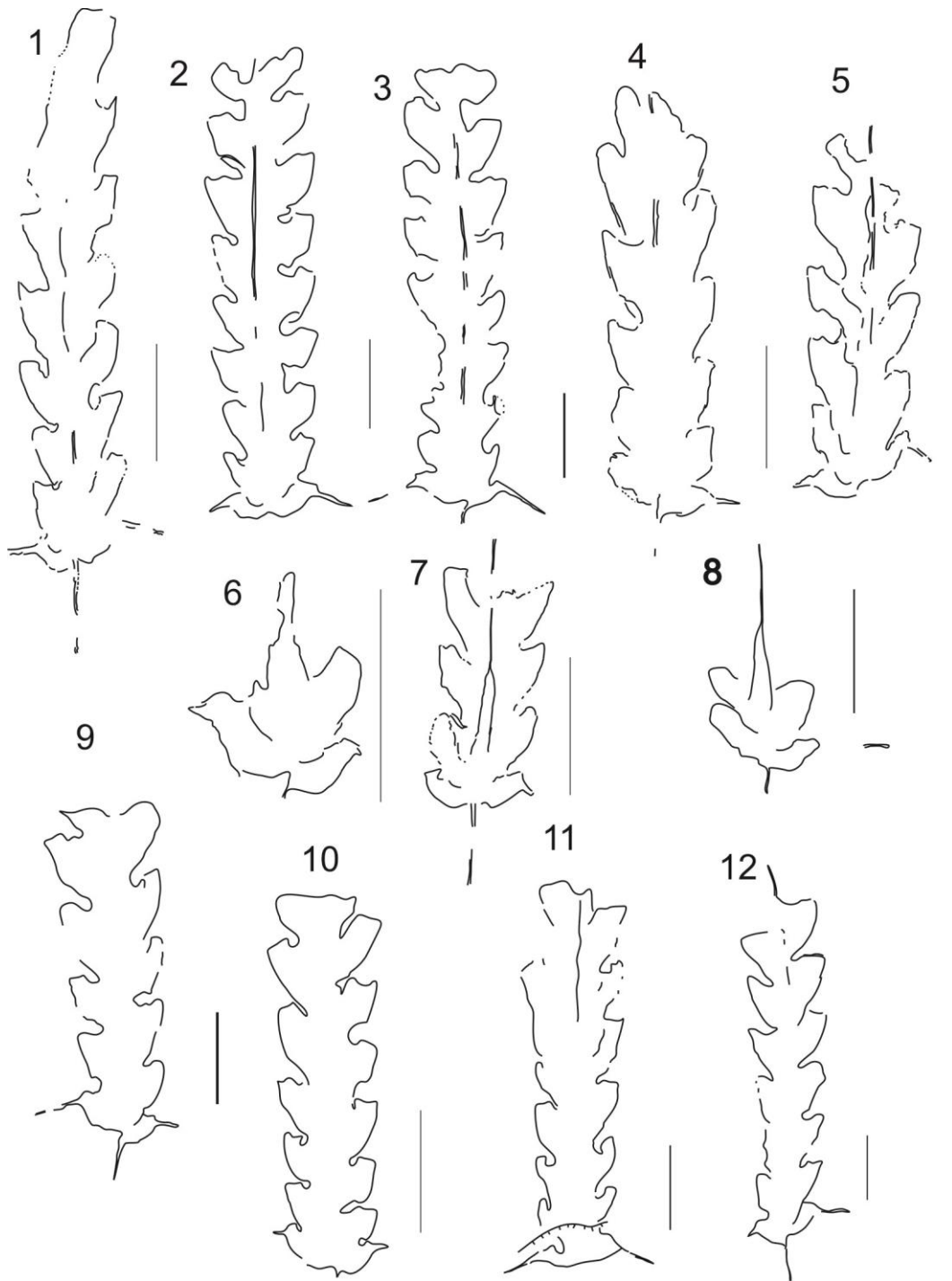
**MATERIAL:** Varios estadios astogenéticos y tubarios juveniles y maduros generalmente rotos en sus bases. PI 1225 A y B, 1257, 1243, 1287, 1351 A y B, 1433, 1736, 1746, 1749, 1757.

**DESCRIPCIÓN:** Los tubarios presentan un extremo proximal en general asimétrico y espinas en el primer par te cal. Una virguela que supera los 0, 8 mm de longitud está presente. El ancho proximal es de 0,7 – 0,8 mm y alcanza los 0,9-1 mm a nivel de la teca 6. En fragmentos distales se ha medido un ancho de 1,9 mm (PI 1287). Algunos extremos proximales y tubarios juveniles posiblemente pertenecientes a esta especie, presentan una sícula de 1-1,16 mm de largo, pero los detalles de su brotación no son observables. En algunos especímenes se observa un septo mediano recto. El valor de 2TRD es de 1 a 1,4 mm en la  $t_2$  (7 tecas en los primeros 5 mm). Algunas colonias presentan espaciamiento te cal más apretado (8 tecas en 5 mm).

DISCUSIÓN: El ancho de estos ejemplares y la forma de su extremo proximal, frecuentemente asimétrico, concuerdan con *H. teretiusculus* (Maletz, 1997b). El espaciamiento tecal recuerda al de los especímenes chinos de la Formación Shitien, descritos por Zhang *et al.* (2009) con valores de 8 tecas en 5 mm en proximal y 6 tecas en 5 mm a distal.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola, Don Braulio y Cecilia.

DISTRIBUCIÓN: *H. teretiusculus* posee una amplia distribución en numerosas localidades tanto de la Provincia Pacífica como Atlántica y baltoescandinava durante el Darriwiliano medio y tardío. Ekström (1937) identificó a esta especie en Suecia en las zonas de *D. bifidus* hasta la Zona de *H. teretiusculus*. Por su parte Berry (1964) reconoció este taxón en Noruega en las zonas de *D. murchisoni* y *H. teretiusculus*. Esta especie posee un amplio rango de extensión desde la Zona de *P. elegans* y a través de las zonas de *Pseudamplexograptus distichus* y *H. teretiusculus* (Maletz, 1997b). Chen *et al.* (2016) reconocen esta especie desde la Zona de *P. elegans* hasta *N. gracilis*, en China. Zhang *et al.* (2009) describen esta especie en la Zona de *D. murchisoni* en la Formación Shihtien, Yunnan, China. Esta especie fue reconocida en la Precordillera argentina, en diversas localidades de estudio (*e.g.*: Ortega *et al.* 1993; Ortega & Albanesi, 2000; Peralta, 1993; Toro & Brussa, 2003).



**Fig. 30.** Escala gráfica=1mm. *Hustedograptus teretiusculus*. 1. PI 1736; 2. PI 1351B; 3. PI 1351 A; 4. PI 1736; 5. PI 1736; 6. PI 1736; 7. PI 1757; 8. PI. 1433; 9-12. PI 1749.

*Hustedograptus vikarbyensis* Jaanusson, 1960

Fig. 8.31, 1-2/ Lám 8.17, Figs. 3-5

1960 *Glyptograptus vikarbyensis* n. sp. Jaanusson, p. 323-324, Pl. 3, Figs. 66-8, text fig. 6B.

1997 *Hustedograptus vikarbyensis*, Maletz, p. 41, Text figs. 16D, 18A-I, ?J, Pl. 2, Figs. G, I, M.

**MATERIAL:** Varios ejemplares, en general incompletos, rellenos con pirita, preservados en areniscas, PI 1230, 1540, 1542, 1608, 1611, 1612, 1613, 1614, 1615, 1616, 1617, 1619, 1620, 1621.

**DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN:** Tubario de por lo menos 9 mm de longitud; el ancho a nivel de las primeras tecas es de 1-1,16 mm aumentando gradualmente a 1,64 mm en la parte media y logrando 2,2 mm a distal, las tecas están marcadamente inclinadas con respecto al eje del tubario, con ángulos de 35°-45°, poseen aperturas normales y genículos redondeados en la parte proximal. La presencia de engrosamientos aperturales es observada. El 2TRD es de 1,04 mm en proximal y 1,68 mm en distal (6 tecas en 5 mm). Fragmentos del septo mediano se visualizan en el tubario en algunos especímenes. Los ejemplares hallados en la Zona de *H. teretiusculus* muestran el extremo proximal en vista anversa, con una porción sicular visible de 0,8-0,9 mm de largo y el primer brote que desciende paralelamente a la sícula y luego se curva hacia afuera y hacia arriba. Posee espinas subaperturales en el primer par tecal.

**DISCUSIÓN:** El material descrito recuerda a *H. vikarbyensis* como fuera descrito por Jaanusson (1960) y Maletz (1997b) en las dimensiones del tubario, forma y distribución tecal. El ejemplar PI 1542 presenta las tecas más largas en su porción proximal, por lo cual fue incluido con dudas en esta especie.

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola y Zona *H. teretiusculus*, Formación La Cantera, quebradas Don Braulio y Cecilia.

**DISTRIBUCIÓN:** Esta especie fue mencionada en Oslo, Noruega (Maletz, 1997b), Distrito de Sijan, Suecia (Jaanusson, 1960) y en la Formación Caparco, Andes de Merida, Venezuela (Gutiérrez Marco *et al.* 2011). *H. vikarbyensis* es citada por Brussa *et al.* (2003) en la Zona de *P. elegans* del miembro medio de la Formación



Los Azules, cerro Viejo de Huaco. En la Sierra de La Invernada, Zona de *H. teretiusculus* fue mencionada por Ortega *et al.* (2008).



**Fig. 8.31.** Escala gráfica= 1mm. *Hustedograptus vikarbyensis*, 1. PI 1230; 2. PI 1542.

***Hustedograptus* sp.**

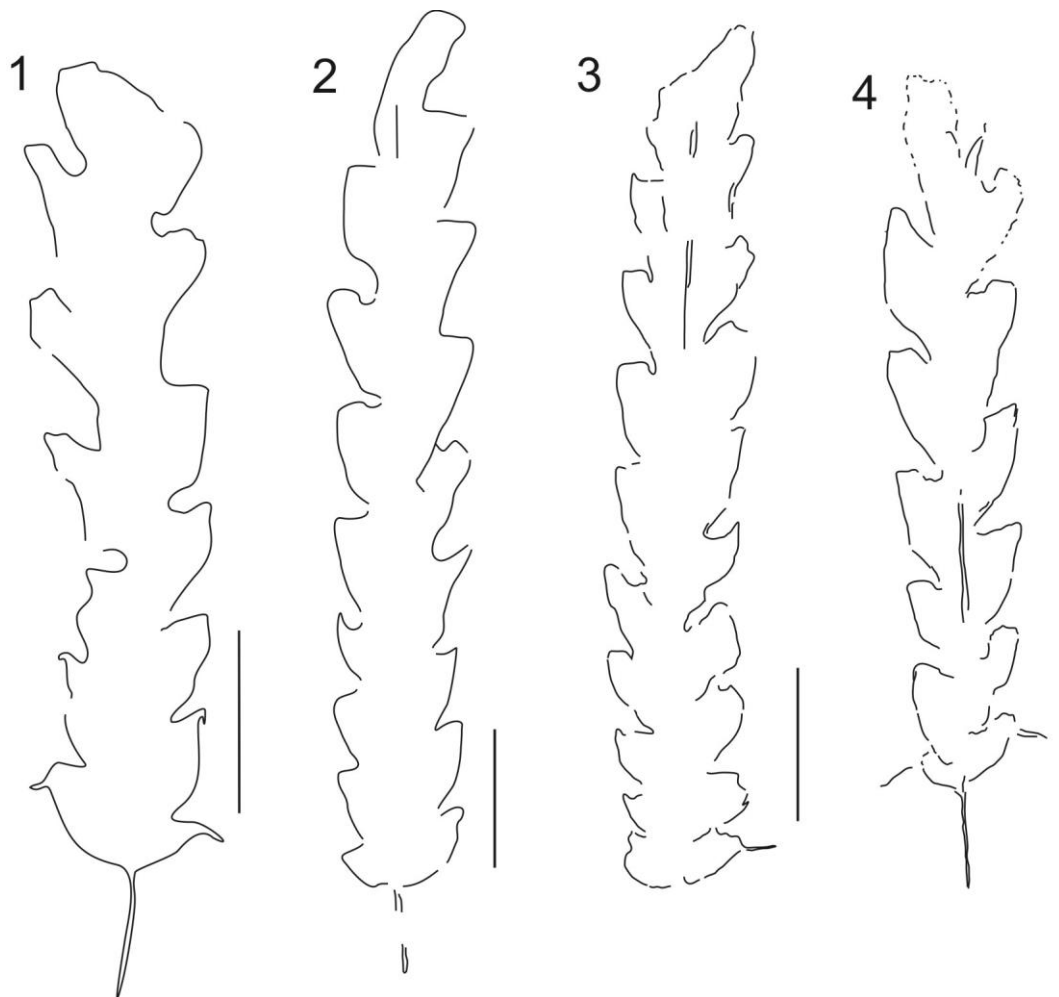
Fig. 8.32, 1-4

MATERIAL: PI 1377 A y B, 1757

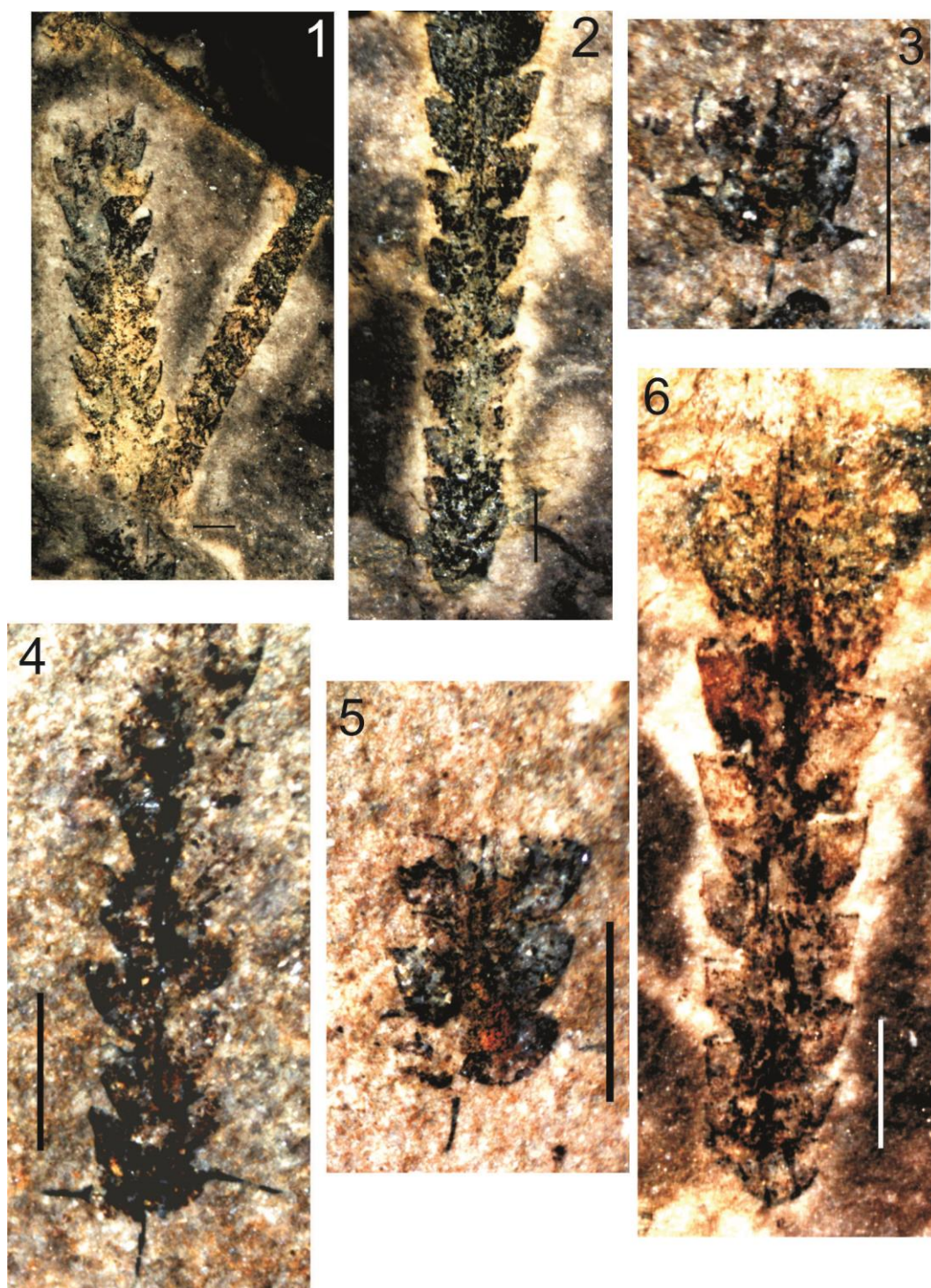
DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: Tubario delgado con ancho inicial 0,6 a 0,7 mm a nivel de la  $t1^1$  que aumenta a 0,9-0,96 mm a nivel de la  $t6$ . Uno de los especímenes tiene una longitud superior a los 6,5 mm. En el extremo proximal se observa el primer par tecal marcadamente asimétrico con espinas subaperturales y una virguela de por lo menos 0,64 mm de largo. Las tecas son sigmoideas con aperturas normales a ligeramente introvertidas. El valor de 2TRD es de 1,16 mm en la parte proximal (7,3 tecas en 5 mm) y de 1,64 mm en la  $t7^2$ .

El material es escaso y pobremente preservado pero el ancho del tubario es inferior al de las especies conocidas y el espaciamiento tecal, más apretado.

DISTRIBUCIÓN: Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.



**Fig. 8.32.** Escala gráfica= 1mm. *Hustedograptus* sp. 1.PI 1377A; 2. PI 1377B; 3. PI 1748; 4. PI 1757.



**LÁMINA 8.13.** Escala gráfica= 1mm. 1. PI 1287, muestra LP7, Zona *P. elegans*, *H. teretiusculus*. 2. PI 1257, muestra LP7, Zona *P. elegans*. *H. teretiusculus*. 3. PI 1736, muestra LP11, Zona *P. elegans*. *H. teretiusculus*. 4. PI 1736, muestra LP11, Zona *P. elegans*. *H. teretiusculus*. 5. PI 1746, muestra LP11, Zona *P. elegans*. *H. teretiusculus*. 6. PI 1243, muestra LP7, Zona *P. elegans*. *H. vikarbyensis*.

## Familia Lasiograptidae Lapworth, 1880

Género *Hallograptus* Lapworth, 1876

Especie tipo: *Diplograptus bimucronatus* (Nicholson, 1869)

Diagnosis (Bulman, 1970): “Thecae lasiograptid, with extremely short supragenicular wall and single or paired genicular spines; clathria weakly developed, lacinia absent; septal processes (scopulae) visible in scalariform view.”

Tecas isograptidas, con paredes suprageniculares extremadamente cortas y una o dos espinas geniculares; pobre desarrollo de clatrio, lacinia ausente, desarrollo de ramificaciones fibrosas en el septo mediano (scapulae) visibles en vista escalariforme.

? *Hallograptus echinatus* Chen, 2016

Fig. 8.33

MATERIAL: Tubarios delgados y largos. PI 1741 (dos ejemplares), 1345, 1601.

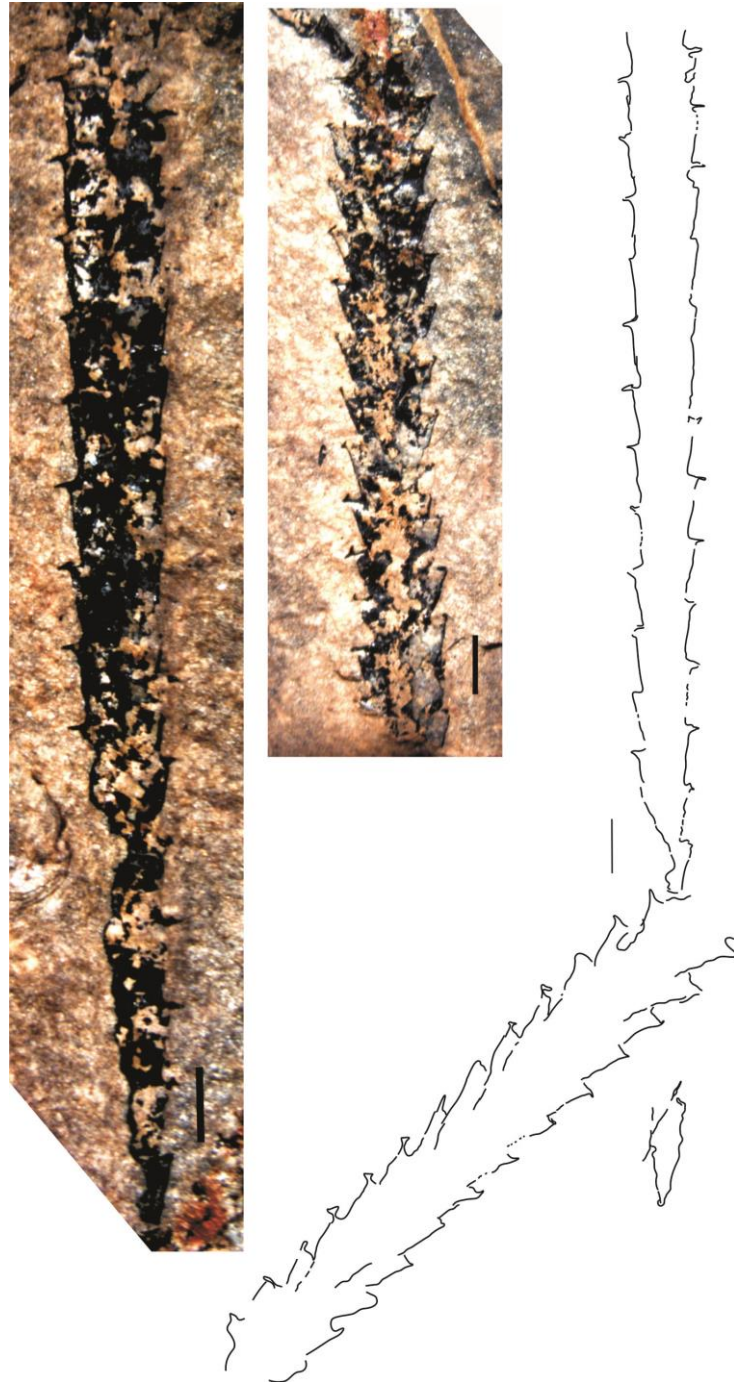
DESCRIPCIÓN: Tubarios delgados y largos de más de 21 mm, con un ancho proximal de *ca.* 0,6 mm que aumenta gradualmente a 1 mm a 7,5 mm de la base alcanzando 1,8 mm en la parte distal. Los detalles del extremo proximal no pueden observarse. Las tecas son rectas con aperturas aproximadamente perpendiculares al eje del tubario y espinas horizontales. El valor del 2TRD es de 2 mm en proximal y se mantiene constante hacia distal.

DISCUSIÓN: La forma de estos tubarios y la presencia de espinas tecales aperturales horizontales concuerdan con *H. echinatus* Chen, pero el material aquí estudiado posee un ancho inferior al de los especímenes chinos (0,8 mm en proximal- 2 mm a distal *sensu* Chen *et al.*, 2016) y el valor de 2TRD es ligeramente mayor (1 mm t<sup>1</sup> y 1,76 mm a distal).



HORIZONTE y LOCALIDAD: Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebradas Don Braulio y de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: Chen *et al.* (2016) establecen esta especie en la Zona de *D. purchisoni*, en Mongolia Interior.



**Fig. 8.33.** Esacala gráfica=1mm. ?*Hallograptus echinatus*, PI 1741.



## • Familia Climacograptidae Frech, 1897

La Familia Climacograptidae corresponde a graptolitos con desarrollo biserial, dipleurale de las colonias. El origen de la teca  $t_1^1$  se produce desde la metasícula. El extremo proximal es asimétrico y posee una espina virgular. Sin embargo, desarrollan espinas aperturales en el primer par de tecas, secundariamente. Las tecas poseen un genículo marcado que las caracterizan.

### Género *Haddingograptus* Maletz, 1997b

Especie tipo: *Pseudoclimacograptus oliveri* Bouček (1973).

Diagnosis: “*Climacograptid species with broadly rounded, often somewhat asymmetrical proximal end and patern C astogeny; the median septum usually sharply zigzag shaped, possessing prothecal septa of highly variable length*”.

Climacograptidos con extreme proximal ampliamente redondeado, a menudo asimétrico y patrón C astogenético; el septo mediano posee marcada forma en zigzag.

### *Haddingograptus oliveri* Bouček (1973)

Fig. 8.34, 1-5/ Lám. 8.14, Figs. 1, 3, 4

1973 *Pseudoclimacograptus (Pseudoclimacograptus) oliveri* n. sp., Bouček, p. 121 (no figurado).

1997b *Haddingograptus oliveri*, Maletz, pp.64-65, Text-figs. 29 C, D; 30 A-S, 32 A-B, Pl. 4, Figs. A-S; Pl. 7, Figs. I, J

2016 *Haddingograptus oliveri*, Chen *et al.*, pp. 271-272, Figs. 6-78G-H, K, P-S; 6-79C, H-I. (*cum syn*).

MATERIAL: PI 1357, 1431, 1457, 1746, 1758.

DESCRIPCIÓN: Los tubarios poseen en general un ancho proximal de 0,7-0,8 mm en  $t_1^1$  (0,8-0,9 mm en la apertura de  $t_1^2$ ) Los tubarios juveniles tienen un ancho máximo de 1,1-1,4 mm, llegando hasta 2 mm de ancho distal en los especímenes maduros; en general se observa que el ancho de las colonias tiende a disminuir ligeramente hacia distal. El extremo proximal es marcadamente simétrico y redondeado. Posee una virguela corta pero rígida. Las tecas en general son fuertemente curvadas, las aperturas son rectas y levemente oblicuas con respecto al eje del tubario y abren en excavaciones profundas que en algunos especímenes pueden llegar a ocupar la mitad del ancho del tubario. Las paredes supragenicales son marcadamente curvadas y convexas. En algunos ejemplares se observa la presencia de la estructura de collar en los genículos. El valor de 2TRD es de 0,96-1 mm en proximal y de 1,5-1,8 mm en distal. En unos pocos especímenes se observa vagamente la traza ondulante del septo mediano.

DISCUSIÓN: El material estudiado presenta un amplio rango de variabilidad posiblemente vinculado a los distintos estadios de desarrollo (juveniles y maduros) y a la deformación diagenética sufrida por algunos especímenes, acorde con lo considerado por Maletz (1997b) para *H. oliveri*. Algunos ejemplares (PI 1746, Fig. 8.28, 1) muestran anchos máximos de 2 mm que concuerdan con las dimensiones del material de China (Chen *et al.*, 2016). Sin embargo, es posible que la presencia de colonias mejor preservadas permita diferenciar los ejemplares más pequeños de la especie *oliveri*. El ejemplar PI 1457 con las paredes tecaes supragenicales más bien rectas en la parte proximal del tubario es provisoriamente incluido dentro de la citada especie.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola y algunos especímenes pobremente preservados de la quebrada Don Braulio.

DISTRIBUCIÓN: En Oslo, Noruega Maletz (1997b) describe esta especie en la Zona de *N. fasciculatus* y *P. elegans*. Chen *et al.* (2016) mencionan esta especie en la Zona de *P. elegans* a *D. murchisoni* y también para la Zona de *N. gracilis*.

En Precordillera argentina, Ortega *et al.* (2007a) reconocen esta especie en la Formación LosAzules, en el cerro Viejo de Huaco.

***Haddingograptus* sp. 1**

Fig. 8.34, 7-8

MATERIAL: Dos fragmentos de tubario preservados como películas carbonosas PI N°1202, CORD-PZ 25695.

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: El fragmento mayor tiene una longitud de 3,5 mm. El máximo ancho medido es de 1,4 mm. Las tecas tienen paredes suprageniculares marcadamente convexas, con aperturas introvertidas que abren en excavaciones muy profundas. En uno de los especímenes se observan trazas del septo mediano ondulante.

La forma de las tecas de estos ejemplares sugiere su asignación al género *Haddingograptus*, sin embargo, la escasés y deficiente preservación de este material en el cual no se ha conservado el extremo proximal no permiten una diagnosis adecuada.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *H. spinosus*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

***Haddingograptus* sp. 2**

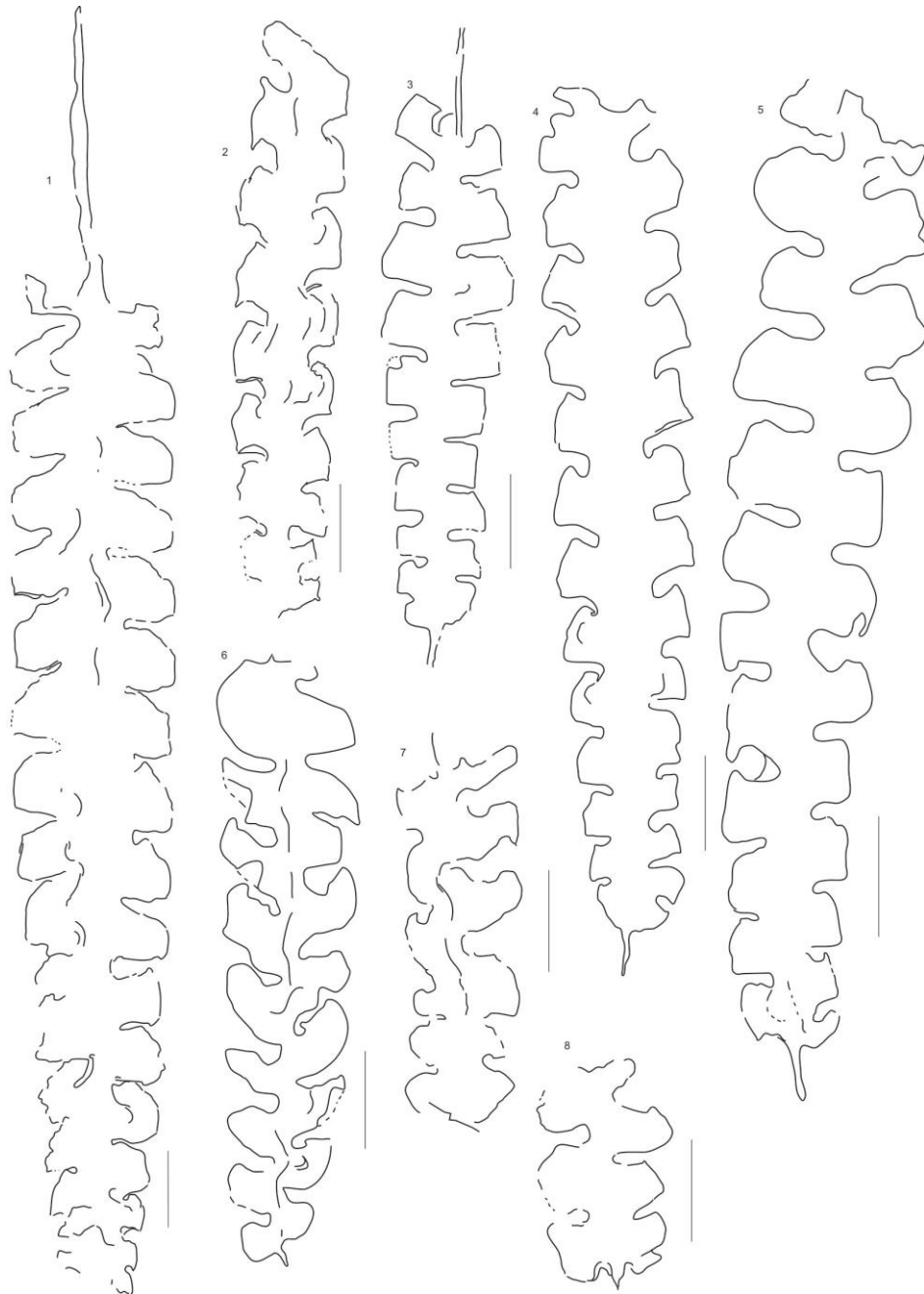
Fig. 8.34, 6/ Lám. 8.14, Fig. 2

MATERIAL: PI 1454

DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN: El único espécimen de la colección estudiada presenta una longitud de poco menos de 6 mm con un ancho proximal de 0,6 mm a nivel de la t1<sup>1</sup> que aumenta a 1,16 mm en la t5 y 1,24 mm en el extremo distal (t9). El extremo proximal es fuertemente asimétrico con una virguela corta y no se observan espinas subaperturales en las dos primeas tecas. Las tecas tienen paredes suprageniculares marcadamente convexas con aperturas introvertidas que abren en profundas excavaciones excavaciones de ca. ½ del tubario. El valor de 2TRD es de 1,2 mm en la t2<sup>1</sup> y ca. 1,16 mm en la t7. La traza de un septo mediano en zig-zag es observada en la parte proximal y media del tubario.

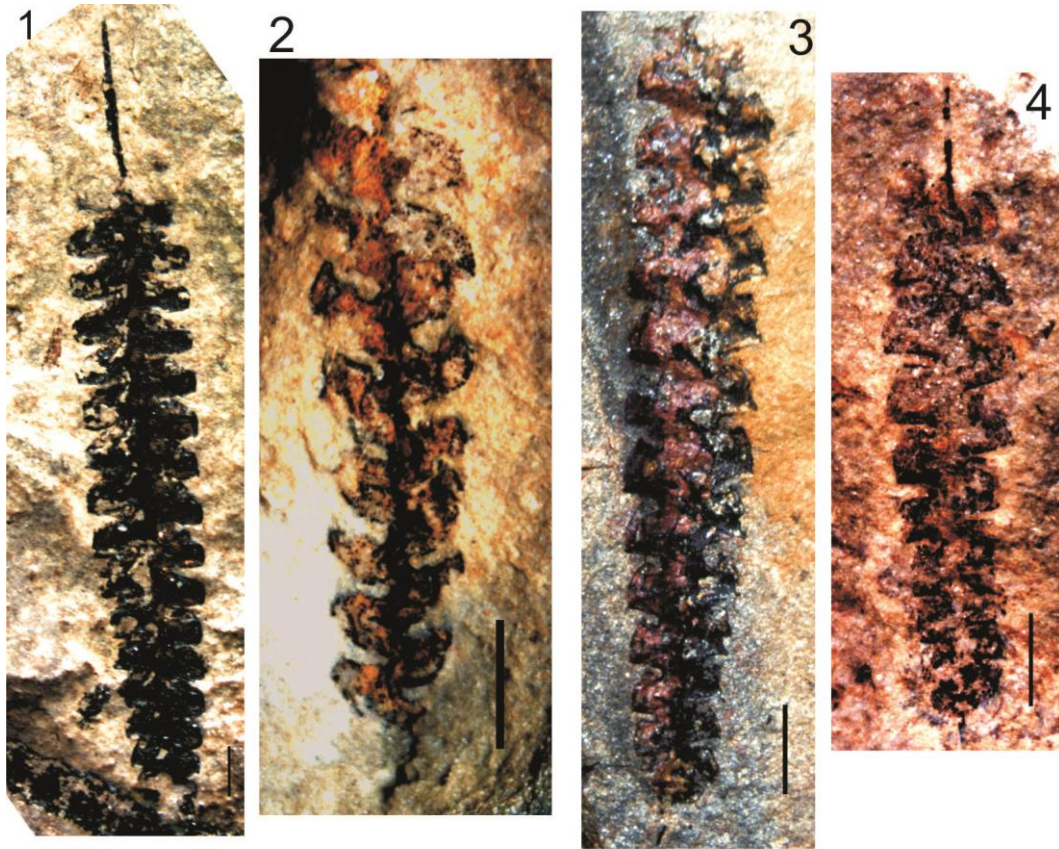
La presencia de un único ejemplar deficientemente preservado no permite efectuar una diagnosis segura. El material es provisoriamente incluido en el género *Haddingograptus* considerando la ausencia de espinas en las dos primeras tecas.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.



**Fig. 8.34.** Escala gráfica= 1mm. **1-5.** *Haddingograptus oliveri*, 1. PI 1746; 2. PI 1758; 3. PI 1457; 4.PI 1431; 5. PI 1357.**6.** *Haddingograptus* sp. 2, PI 1454. **7, 8.**

*Haddingograptus* sp.1. 7-PI 1202, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*. 8-CORD-PZ 25695, muestra LP5, Zona de *H. spinosus*.



**LÁMINA 8.14.** Escala gráfica= 1mm. Muestra LP11, Zona *P. elegans*. 1. PI 1746 *Haddingograptus oliveri*. 2. PI 1454 *Haddingograptus* sp. 2. 3. PI 1431. *Haddingograptus oliveri*. 4. PI 1457 *Haddingograptus oliveri*.

**Género *Reteograptus*** Hall, 1859 (= *Retiograptus* Hall, 1865)

Especie tipo: *Reteograptus geinitzianus* Hall 1859

Discusión: El género *Reteograptus* fue incluido en la familia Retiolitidae Lapworth por la presencia de un peridermo atenuado, clatrio y forma escandente biserial del tubario (Bulman, 1970). Luego, Finney (1980) lo asigna a la Familia Abrograptidae Mu en base a los caracteres siculares y del clatrio. Mitchell (1987) refirió el género a la Familia Phyllograptidae Lapworth (emend. Cooper & Fortey, 1982) de acuerdo con la presencia de virguela y estructura proximal isograptida. Ni (1991) incluyó a



*Reteograptus* en la Familia Reteograptidae Mu. Recientemente, Maletz (2014) refiere de forma preliminar este género a la Familia Climacograptidae basado en la ausencia de espinas proximales y en las tecas bulbosamente ensanchadas y sin pliegues intertecales.

***Reteograptus speciosus* Harris, 1924**

Lám. 8.15: 1-3

1924 *Retiograptus speciosus* sp.nov. Harris, pp. 99-100, pl. 8, Figs. 8-10.

1997b *Retiograptus speciosus*, Maletz, p. 77, pl. 6, figs. I-K; Pl. 7, Figs. L-N.

cf. 2007 *Retiograptus speciosus*, Ortega *et al.*, p. 714, Fig. 4.1.

**MATERIAL:** Ejemplares maduros, incompleto, se observan restos carbonosos del clatrio. PI N° 1542, 1758, 1765, 1750.

**DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN:** El tubario es robusto, uno de los ejemplares posee una longitud de 5 mm y un ancho de 5,42 mm. Las tecas son de tipo orthograptido, sus aperturas son rectas a levemente cóncavas. Se cuentan 16 tecas en 10 mm en proximal. Se observan restos incarbonados de listas transversales y ventrales del clatrio en algunos ejemplares.

**HORIZONTE y LOCALIDAD:** Zona *H. teretiusculus*, Formación La Cantera, quebrada Don Braulio, Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** La especie *R. speciosus* fue descrita en Australasia para el Darriwiliano tardío (Da 4) - Gisborniano temprano (Gi 1) (Harris, 1924; Keble & Benson, 1929; Skwarko, 1962; Vandenberg & Cooper, 1992). También fue identificada en la Zona de *P. elegans* de Noruega (Berry, 1964; Maletz, 1997b) y China (Ni, 1991). En la Precordillera esta especie fue mencionada para la Zona de *P. elegans* de la Formación Los Azules, en el área del cerro Viejo de Huaco (Brussa *et al.*, 2003b). Además, Ortega *et al.* (2007b) describen esta especie en la Formación Estancia San Isidro, en la litofacies de pelitas verdegrisáceas (niveles inferiores).

*Reteograptus geinitzianus* Hall, 1859

Lám. 8.15: 4

1859 *Retiograptus geinitzianus*, Hall, p.518.

1908 *Retiograptus geinitzianus*, Ruedemann, p. 463, pl. xxix, figs. 5-6; pl. xxxxi, Figs. 9-17.

1908 *Retiograptus geinitzianus*, Elles & Wood, pl. xxxiv, Fig. 7 a-d.

1980 *Reteograptus geinitzianus*, Finney, p. 1202-1206, text. Fig. 11D, 12 A-C, 13 A-F, Pl. 2, fig. 1-4, text fig. 11D, 12-16.

1987 *Reteograptus geinitzianus*, Ortega, p. 128-130, lám. 31, fig. 3, 17-18.

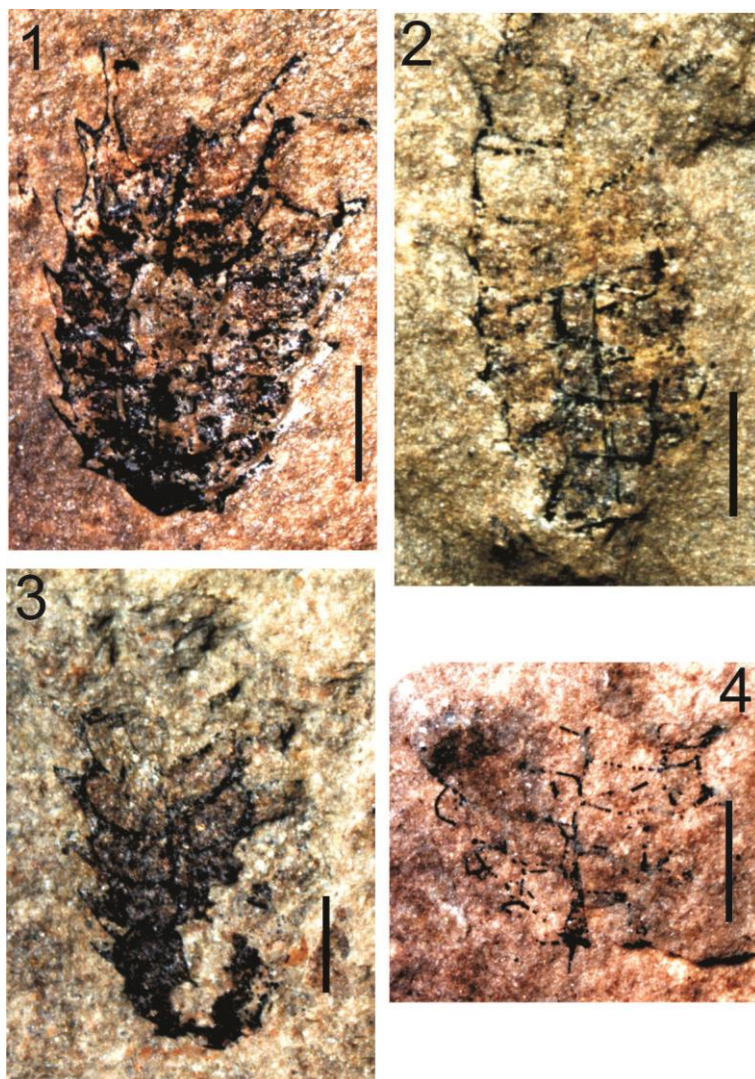
2017 *Reteograptus geinitzianus*, Serra, pp.186-187, Fig. 7.7B, 7.9.

**MATERIAL:** Escaso y fragmentario, PI N° 1516, 1508, con sícula PI N° 1764.

**DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN:** El material es escaso y fragmentario. Se han conservado restos del clatrio de estascolonias. En un solo ejemplar se observa el extremo proximal con la sícula, sin embargo las tecas no se conservaron. El clatrio está formado por listas ventrales y aperturales. La colonia más completa alcanza a medir 2,08 mm de largo. La sícula tiene una longitud de 0,72 mm se observa una virguela de 0,2 mm. La forma de estas colonias con el clatrio característico de *R. geinitzianus* permite referirlas a la citada especie.

**HORIZONTE y LOCALIDAD:** Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

**DISTRIBUCIÓN:** Recientemente esta especie fue identificada en la Formación Las Aguaditas (río de Las Chacritas), Formación Los Azules (cerro La Chilca). Zona de *N. gracilis*, Sandbiano por Serra (2017).



**LÁMINA 8. 15.** Escala gráfica= 1mm. *R. speciosus*, muestra LP11, Zona *P. elegans* 1. PI 1758, 2. PI 1765, 3. PI 1750. *R. geinitzianus* 4. PI 1764x15, muestra LP11, Zona *P. elegans*.

### Infraorden **Neograptina Štorch *et al.*, 2011**

El infraorden Neograptina está conformado por dos familias. Las colonias pertenecientes a este grupo poseen un extremo proximal angosto, sin espinas excepto por la presencia de la virguela. Mitchell *et al.* (2007) incluyeron además en esta categoría a los normalograptidos.

- **Familia Normalograptidae** Štorch & Serpagli, 1993, emend. Melchin *et al.* 2011

**Género** *Normalograptus* Legrand, 1987 (emended Melchin & Mitchel, 1991)

Especie tipo: *Climacograptus scalaris normalis* Lapworth (1877).

Discusión: Este género se caracteriza por presentar un patrón astogenético H con extremo proximal asimétrico y relativamente angosto (Maletz, 1997b). El mismo se registra desde el Llanvirniano hasta el Silúrico inferior logrando una amplia distribución luego de la glaciación finiordovícica.

?*Normalograptus antiquus* Ge, 1990

Fig. 8.35, 7

1990 *Orthograptus antiquus* n. sp., Ge *et al.*, Zheng & Lee, p. 127, Pl. 44, Figs.3, 4, 11-13.

1997b *Normalograptus antiquus*, Maletz, pp.72-73, Text-figs. 35 A-C? D, E-H; Pl. 6, Figs. A, C-E; Pl. 7, Figs. A-B.

**MATERIAL:** Un ejemplar incompleto y fragmentos distales posiblemente pertenecientes a esta especie, PI N° 1748.

**DESCRIPCIÓN y DISCUSIÓN:** Colonia incompleta, delgada con un extremo proximal estrecho, el cual posee 0,5 mm de ancho en t1<sup>1</sup> que aumenta a 0,6 mm en la t4; las tecas son simples de tipo glyptograptido con aperturas normales al eje del tubario. El 2TRD es de 1,28 mm en la t2.

El material escaso e incompleto recuerda a los especímenes de *N. antiquus* (Ge) descritos e ilustrados por Maletz (1997b), pero el patrón astogenético de este material es desconocido por lo que el mismo es clasificado con dudas.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona de *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

DISTRIBUCIÓN: *N. antiquus* fue descrita para la Zona de *P. elegans* de Ningxia (Ge *et al.*, 1990). En Noruega también esta especie fue identificada en la parte alta de dicha biozona y también en la Zona de *Nicholsonograptus fasciculatus* (Maletz, 1997b). Esta especie pertenece a la Provincia Atlántica.

**Género *Pronormalograptus* Chen, 2016**

Especie tipo: *Pronormalograptus acicularis* Chen en Chen *et al.* (2016)

Diagnosis (Chen, en Chen *et al.*, 2016): “*Normalograptidae* with pattern *H* proximal development and bifurcated thecae. Thecae are geniculate proximally and glyptograptid to orthograptid distally, with low angle of inclination relative to the rhabdosome axis. Proximal end narrow, rounded and asymmetrical with a short sicula.”

Normalograptido con patrón de desarrollo H y tecas geniculadas en proximal y glyptograptidas a ortograptidas hacia distal, con bajo ángulo de inclinación en relación al eje del tubario. Extremo proximal angosto, redondeado y asimétrico, con una sícula corta.

***Pronormalograptus acicularis* Chen 2017**

Fig. 8.35, 1-6, Lám 8.16: 2

2016 *Pronormalograptus acicularis*, Chen *et al.*, pp. 328-329, Figs. 6-102A-I; 6-103A-B.

MATERIAL: PI N° 1351; 1370, 1442, 1444, 1453, 1740.

DESCRIPCIÓN: Los tubarios son delgados, poseen 0,66-0,68 mm de ancho proximal y aumentan gradualmente hasta 1,1 mm en la teca t<sub>9</sub>, midiéndose 1,26 mm

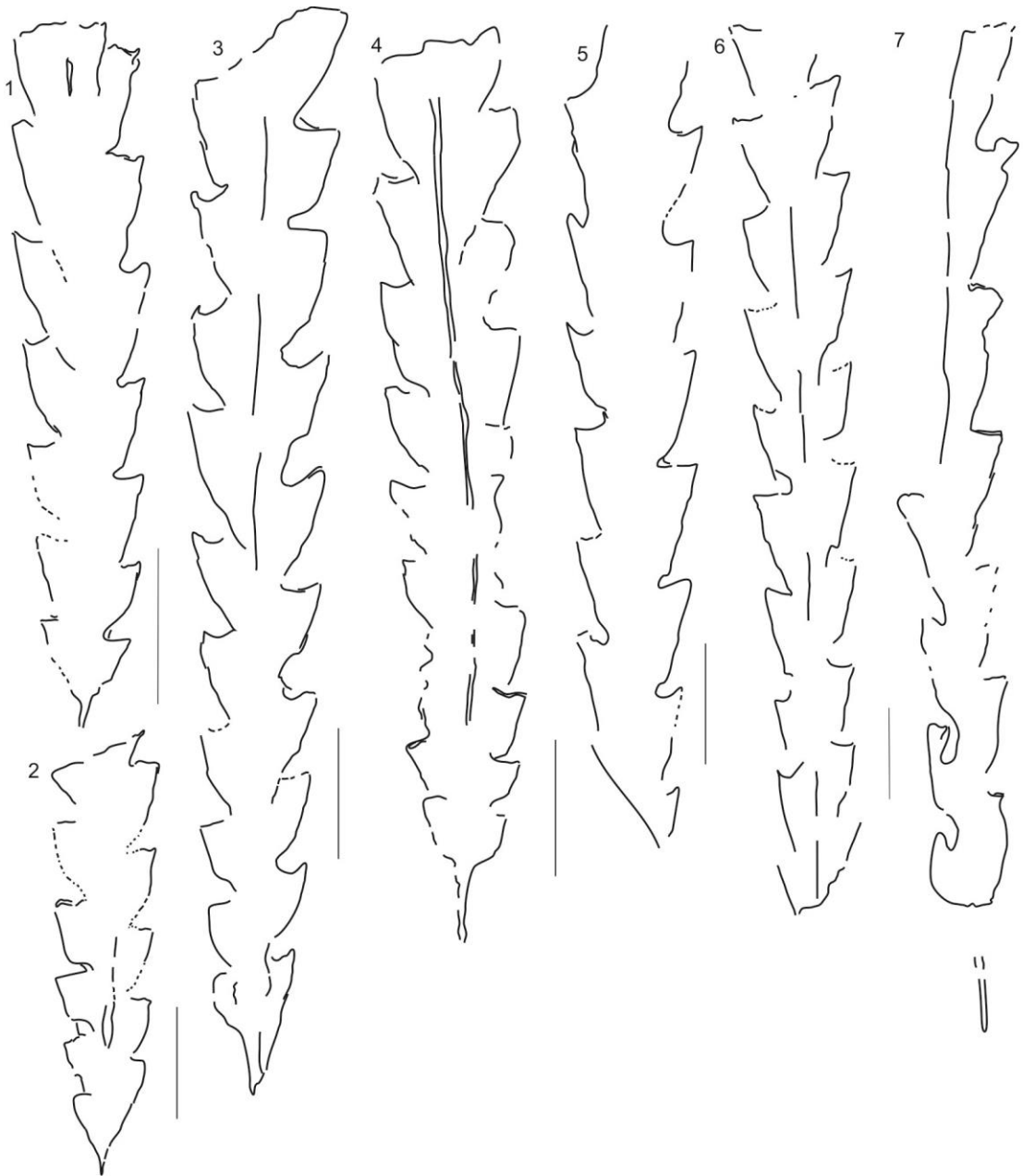


en fragmentos distales. El ejemplar mayor mide más de 8 mm de largo. En el extremo proximal solo se observa una virguela corta y robusta. El septo mediano es recto. Las tecas poseen aperturas ligeramente cóncavas, con genículos suaves, especialmente visibles en proximal, y paredes suprageniculares que inclinan con ángulos de *ca.* 15°-18°. El valor de 2TRD es de 0,9-1,16 mm en la t2, de 1,6 mm en la t8 y en los fragmentos distales es de 2,2 mm.

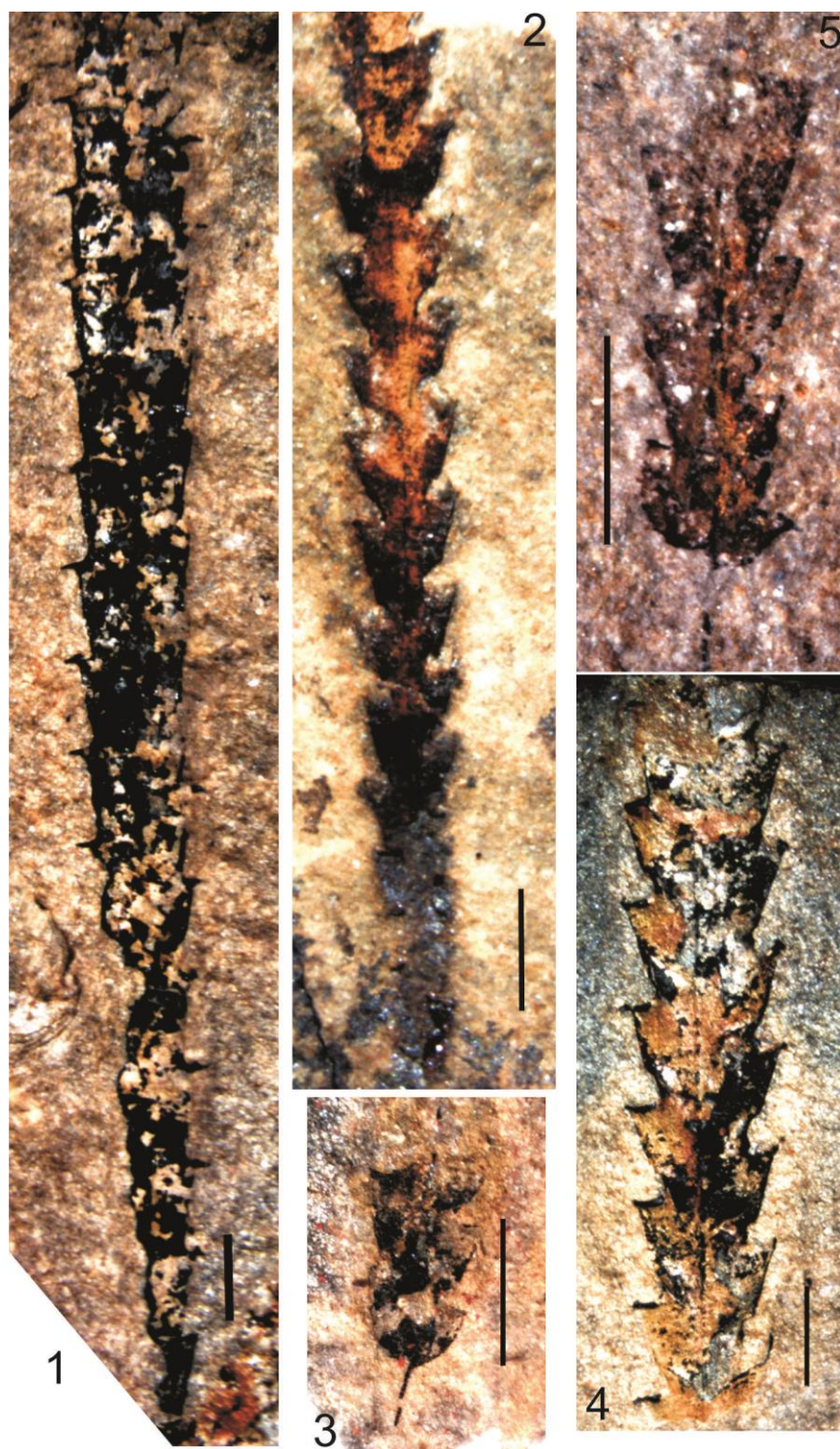
**DISCUSIÓN:** La forma de estos tubarios con tecas con genículos más marcados en la parte proximal que tienden a desaparecer distalmente es característica del género *Pronormalograptus* Chen. Las dimensiones de los especímenes de la sierra de Villicum concuerdan con las dadas para *P. acicularis* en China por Chen *et al.* (2016).

**HORIZONTE Y LOCALIDAD:** Zona *P. elegans*, Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola y quebrada Don Braulio.

**DISTRIBUCIÓN:** Chen *et al.* (2016) describen esta nueva especie en las zonas de *P. elegans*, *D. murchisoni* y *Nemagraptus gracilis*.



**Fig. 8.35.** Escala gráfica= 1mm. 1. PI 1740, muestra LP11, Zona *P. elegans*, *Pronormalograptus acicularis*. 2. PI 1370, muestra LP8, Zona *P. elegans*, *Pronormalograptus acicularis*. 3. PI 1351, muestra LP8, Zona *P. elegans*, *Pronormalograptus acicularis*. 4. PI 1444, muestra LP11, Zona *P. elegans*, *Pronormalograptus acicularis*. 5. PI 1453, muestra LP11, Zona *P. elegans*, *Pronormalograptus acicularis*. 6. PI 1442, muestra LP 11, Zona *P. elegans*, *Pronormalograptus acicularis*. 7. 1748, muestra LP11, Zona *P. elegans*, ?*Normalograptus antiquus*



**LÁMINA 8.16.** Escala gráfica= 1mm. 1. PI 1741, ?*Hallograptus echinatus*, muestra LP11, Zona *P. elegans*. 2. PI 1442, *Pronormalograptus acicularis*, muestra LP11, Zona *P. elegans*. 3. PI 1258, *Normalograptus?* sp., muestra LP7, Zona *P. elegans*. 4. PI 1446B, *Normalograptus?* sp., muestra LP11, Zona *P. elegans*. 5. PI 1475, *Eoglyptograptus* sp., muestra LP11, Zona *P. elegans*.

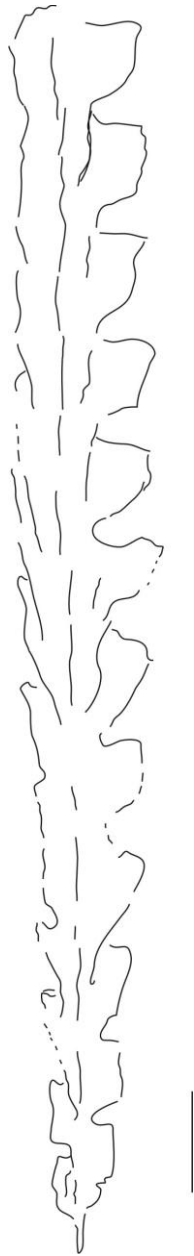
***Pronormalograptus* sp.**

Fig. 8.36/Lám. 8.17, Figs. 1-2

MATERIAL: PI 1542, 1574, 1598, 1608, 1611-1617, 1619-1621, 1624.

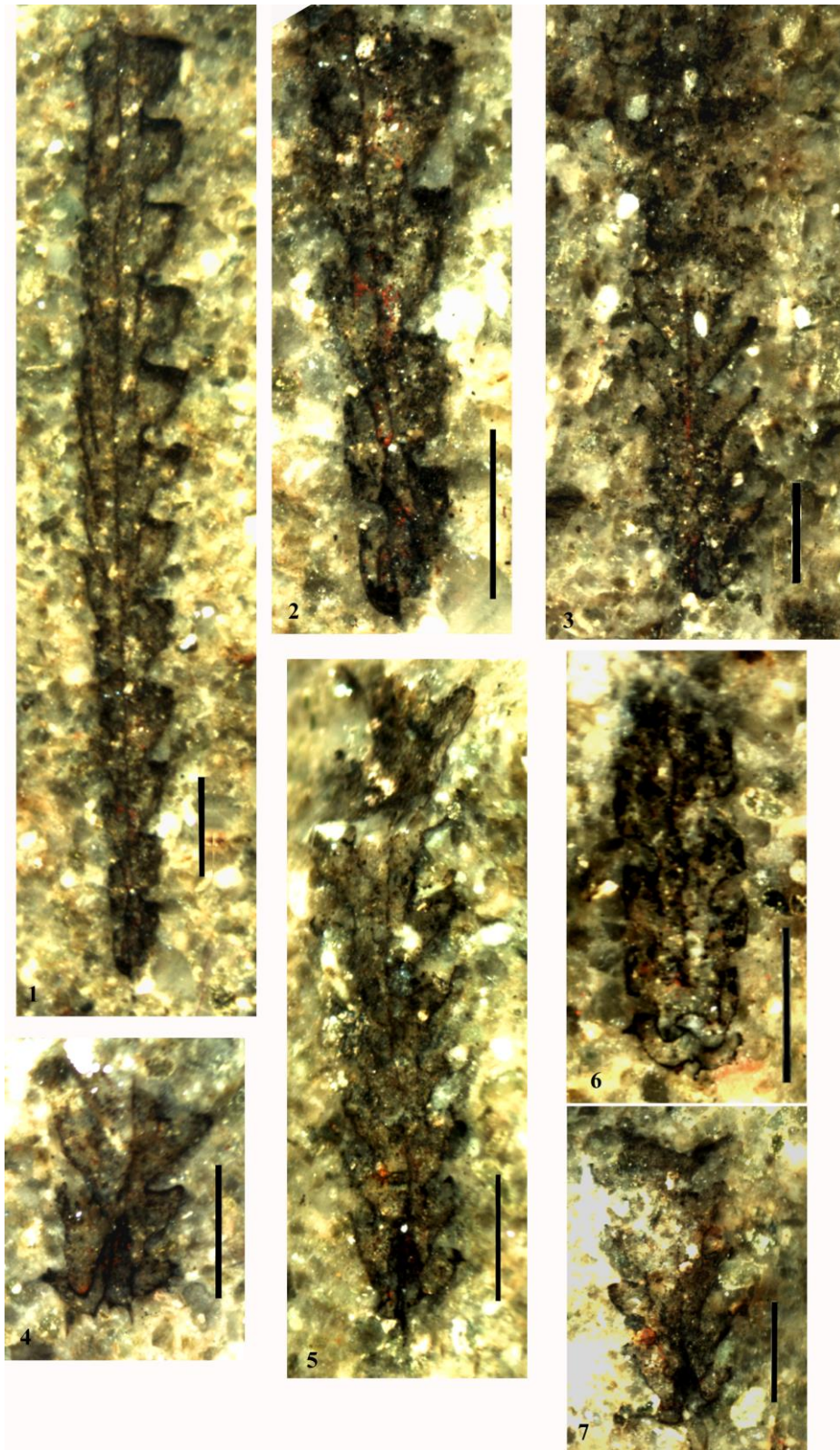
DESCRIPCIÓN: Colonias esbeltas con largos que pueden superar los 20 mm. El extremo proximal se muestra parcialmente, pudiendomedirse un ancho de 0,6 mm a nivel de la apertura de la  $t1^2$ . La brotación corresponde al patrón H con una porción descendente de la  $t1^1$  paralela al borde ventral de la sícula que dobla agudamente hacia arriba, solo se observa la presencia de una virguela corta y robusta, pero no están presentes espinas subaperturales en las dos primeras tecas. En la parte proximal del tubario las tecas tienen genículos marcados que se van suavizando hacia distal donde se observa una forma glyptograptida. Debido a la deformación de estas colonias una pleura está fuertemente comprimida y no es posible medir sus anchos medios y distales. La traza incompleta de un septomediano es observada en algunos especímenes. El valor de 2TRD es de 1,64 mm en proximal. El material presenta cierta semejanza con *Pronormalograptus regularis* Chen, una especie descrita para la Zona de *D. murchisoni*- *N. gracilis* (Chen *et al.* 2016) del área de Kalpin, Xinjiang, China pero la mala preservación del material de la Sierra de Villicum impide realizar una diagnosis específica segura.

HORIZONTE y LOCALIDAD: Zona *H. teretiusculus*, Formación La Cantera, quebrada de Don Braulio y Cecilia.



**Fig. 8.36.** *Pronormalograptus* sp., PI 1542.





**LÁMINA 8.17.** Escala gráfica= 1mm. 1. PI 1542, *Pronormalograptus* sp. 2. PI 1542, *Pronormalograptus* sp. 3. PI 1540, *H. vikarbyensis*.4. PI 1542, *H. vikarbyensis*.5. PI 1542, *H. vikarbyensis*.6. PI 1540, *Archiclimacograptus modicellus* 7. PI 1540, *H. vikarbyensis*.

• **Familia Dicranograptidae Lapworth, 1873**

**Género *Pseudazygograptus* Mu, Li & Ge, 1960**

Especie tipo: *Azygograptus incurvus* Ekström, 1937

Diagnosis (Chen *et al.*, 2016): “*Rhabdosome consists of one stipe with simple Dicellograptid type thecae. There is the Th<sup>1</sup> with a low origination on sicula; prothecal folds are not well developed.*”

Tubario compuesto por un estipe y tecas simples de tipo dicelograptidas. T1<sup>1</sup> se origina en la parte inferior de la sícula, los pliegues protecales no están bien desarrollados.

***Pseudazygograptus* sp.**

Fig. 8.37, 1-9, Lám 8.18: 1-10

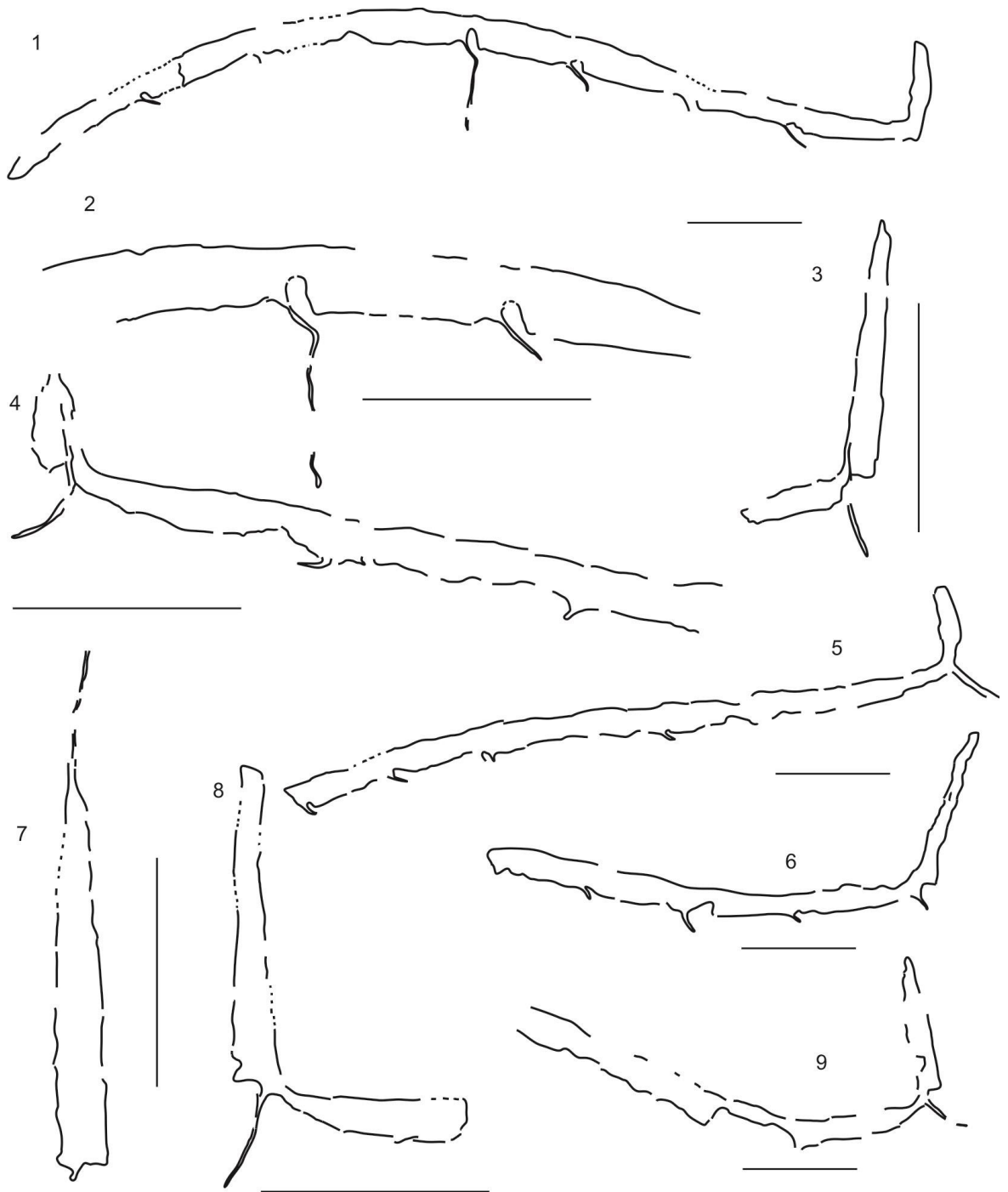
MATERIAL: PI N°: 1545, 1548, 1549, 1550, 1551, 1555, 1556, 1557, 1559, 1562.

DESCRIPCIÓN: Estas colonias están conformadas por un solo estipe. La sícula está normalmente rota en su parte apical, sin embargo, una sícula (Fig. xPI 1551) es larga y cónica con un fino nema, mostrando una longitud de *ca.* 1,68 mm y un ancho apertural de hasta 0,2 mm. Una virguela larga y curvada en sentido opuesto al estipe se observa en la apertura sicular. La porción libre de la primera teca se dirige ligeramente hacia arriba. Los estipes tienen una forma curvada, convexa en su porción ventral. El ancho proximal del estipe es de 0,1-0,12 mm, incrementándose hacia distal hasta 0,28 mm, a nivel de la apertura de la cuarta teca. Debido a que los estipes se presentan rotos no superando en general los 8 mm de longitud, se dificulta la medida de los anchos distales de estos especímenes. Las tecas son largas con paredes ventrales libres de *ca.* 0,8-0,9 mm casi paralelas al dorso del estipe, observándose aperturas rectas con excavaciones aperturales marcadas. En algunos especímenes se observa la presencia de genículos con delgadas espinas superando en algunos casos los 0,8 mm.

DISCUSIÓN: La forma de estas colonias con una sícula con virguela y un único estipe curvado concuerdan con el género *Pseudazygograptus*, si bien los detalles de la brotación de estas colonias no ha sido observado. La longitud sicular el ancho de los estipes y la presencia de genículos incipientes con espinas delgadas lo diferencian de *P. incurvus* (Ekström) de acuerdo con las descripciones dadas por Ekström (1937) Finney (1980) y Chen *et al.* (2016).

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona *N. gracilis*, miembro medio (a 6 m de la base del mismo) Formación La Cantera, quebrada Don Braulio.

DISTRIBUCIÓN: Especies de este género se registran en las zonas de *H. teretiusculus* y *N. gracilis* de Escandinavia (Ekström, 1937), Norteamérica (Finney, 1980; Lenz & Chen, 1985) y del noroeste de China (Chen *et al.*, 2016). En la Precordillera argentina la única mención de esta especie fue dada para la Formación Sierra de La Invernada (zonas de *H. teretiusculus* y *N. gracilis*), en la Sierra de la Invernada, Precordillera Central (Ortega *et al.*, 2008).



**Fig. 8.37.** *Pseudazygograptus* sp. Escala gráfica= 1mm.1. PI 1562A; 2. PI 11562; 3. PI 1557 Extremo proximal; 4. PI 1557; 5. PI 1551; 6. PI 1557A; 7. PI 1551 sícula; 8. PI 1550A Extremo proximal; 9. PI 1557A.

**Subfamilia Nemagraptinae** Lapworth, 1873 *emend.* Finney, 1985

**Género *Nemagraptus*** (Emmons, 1855)

Especie tipo: *Graptolithus gracilis* Hall (1847)

Diagnosis (emend. Finney, 1985): “*Nemagraptidae with reclined stipes; thecal metacladia, if present, simple and unpaired*”.

Nemagraptidae con estipes reclinados; metacladia tecal, si posee, es simple e impar.

***Nemagraptus* cf. *N. gracilis*** (Hall, 1847)

Fig. 8.38, 1-2; Lám 8.18: 11-12

cf. 1847 *Graptolithus gracilis* Hall, p.264, Pl. 74, Figs. 6a-d.

cf. 2003 *Nemagraptus gracilis*, Toro & Brussa, p. 461, Pl. 12, Fig. 11-16.

**MATERIAL:** Escaso. Una colonia juvenil, un extremo proximal y algunos fragmentos de estipes, PI 1551, 1557 A.

**DESCRIPCIÓN:** Una colonia juvenil y un extremo proximal que muestran una sícula delgada parcialmente cubierta en su ápice, con una virguela conspicua y una porción metasicular pendiente libre de ca. 0,2 mm. La t1<sup>1</sup> brota en la parte superior de la sícula, probablemente en la parte alta de la metasícula. Las dos primeras tecas crecen hacia abajo y luego se curvan hacia afuera en forma casi horizontal, con cortas espinas aperturales. Los estipes son delgados con anchos de 0,2 mm a nivel de las aperturas de las dos primeras tecas y se curvan hacia arriba. Escasos fragmentos de estipes con metacladios presumiblemente referibles a estos ejemplares han sido hallados en los mismos niveles.

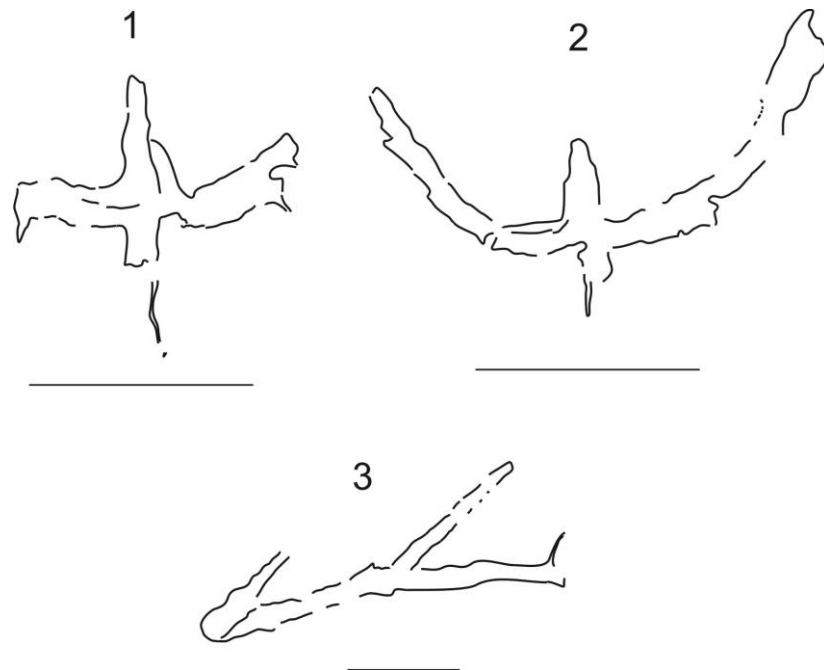
**DISCUSIÓN:** El material si bien es escaso e incompleto puede compararse con *N. gracilis* de acuerdo a con la disposición casi horizontal de sus dos primeras tecas y la presencia de cortas espinas aperturales en la t1<sup>1</sup> y la t1<sup>2</sup>, aspectos éstos que diferencian a estos especímenes de *N. subtilis* Hadding (Nölvak & Goldman, 2007).



Por otra parte, la presencia de posibles fragmentos de estipes con metacladio es también característica de *N. gracilis* caracter que no parece estar presente en *N. subtilis*.

HORIZONTE Y LOCALIDAD: Zona *N. gracilis*, Formación La Cantera, miembro medio, quebrada Don Braulio.

DISTRIBUCIÓN: La especie *N. gracilis* fue mencionada para Argentina por varios autores. En el área del cerro Viejo por Borrello & Gareca (1951) y Turner (1960) y para la quebrada de San Isidro, Mendoza (Formación Empozada) (Toro & Brussa, 2003). Otras unidades donde esta especie fue identificada en el Miembro Las Plantas de la Formación Las Vacas, al suroeste de Guandacol y en el cerro Potrerillo, Formación Sierra de La Invernada, en la localidad epónima, Formación Yerba Loca, en la cuesta del Viento, en la Formación Las Aguaditas al suroeste de Jáchal, en la sierra de Villicum y en el cerro La Chilca (Ortega & Albanesi, 1998; Peralta & Finney, 2002; Albanesi & Ortega, 2002; Toro & Brussa, 2003). *N. gracilis* es un fósil de amplia distribución mundial que marca la base del Sandbiano inferior de Europa, Norteamérica, Australasia, China y América del Sur (Finney & Bergström, 1986; Bergström *et al.*, 2000).



**Fig. 8.38.** *N.cf. N. gracilis*. 1. PI 1557A; 2. PI 1551; 3. ? *N. cf. N. gracilis* Fragmento de estipe. PI 1557A.



**LÁMINA 8.18.** Escala gráfica= 1mm. Muestra DB16. *Pseudazygograptus* sp. 1. PI 1548; 2. PI 1548; 3. PI 1551; 4. PI 1549; 5. PI 1562; 6. PI 1557; 7. PI 1557; 8. PI 1562B; 9. PI 1562B; 10. PI 1562 B. *Nemagraptus* cf. *N. gracilis* Extremos proximales. 11. PI 1551. 12. PI 1557A.

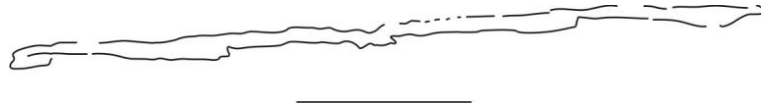
**Graptoloideo gen. et. sp. indet.**

Fig. 8.39

**MATERIAL:** Fragmentos frecuentes de estipes pobremente preservados, PI N°1562 B.

**DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN:** Algunos fragmentos de estipes son largos y muy delgados alcanzando un ancho de 0,14 mm a nivel de las aperturas tecales. Las tecas son raramente observables debido a la deficiente preservación del material, siendo su forma difícil de precisar. Sus paredes ventrales libres alcanzan 1 mm de longitud. En algunos fragmentos de estipes el 2TRD es de 2 mm.

A pesar de que estos estipes son frecuentes, la ausencia del extremo proximal y las dificultades para observar las tecas, impiden una asignación genérica adecuada.



**Fig. 8. 39.** Escala gráfica= 1mm. Graptoloideo gen *et.* sp. indet. PI N° 1562B.

### 8.1.4- Bioestratigrafía de graptolitos

Las asociaciones de graptolitos recuperadas en las tres secciones de estudio de la sierra de Villicum, permitieron registrar las biozonas de graptolitos de *Levisograptus dentatus* (Subzona *Arienigraptus angulatus*), *Holmograptus lentus*, *Holmograptus spinosus*, *Pterograptus elegans*, *Hustedograptus teretiusculus* y *Nemagraptus gracilis*. El esquema bioestratigráfico propuesto para el área de estudio, está basado en estudios bioestratigráficos previos de la Precordillera (Albanesi & Ortega, 2016 y bibliografía citada).

Las figuras 8.40, 8.41 y 8.42 muestran el rango de extensión de las especies de las biozonas registradas en las unidades de este estudio, (quebradas Cecilia, Don Braulio y de La Pola, respectivamente).

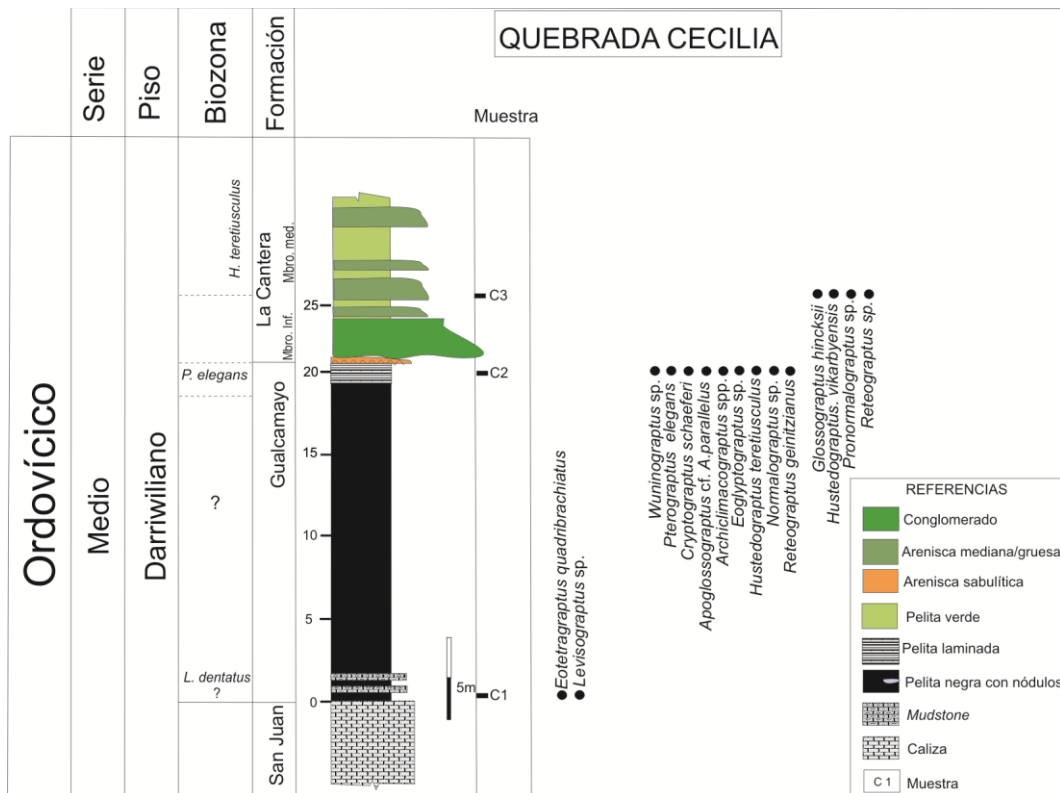
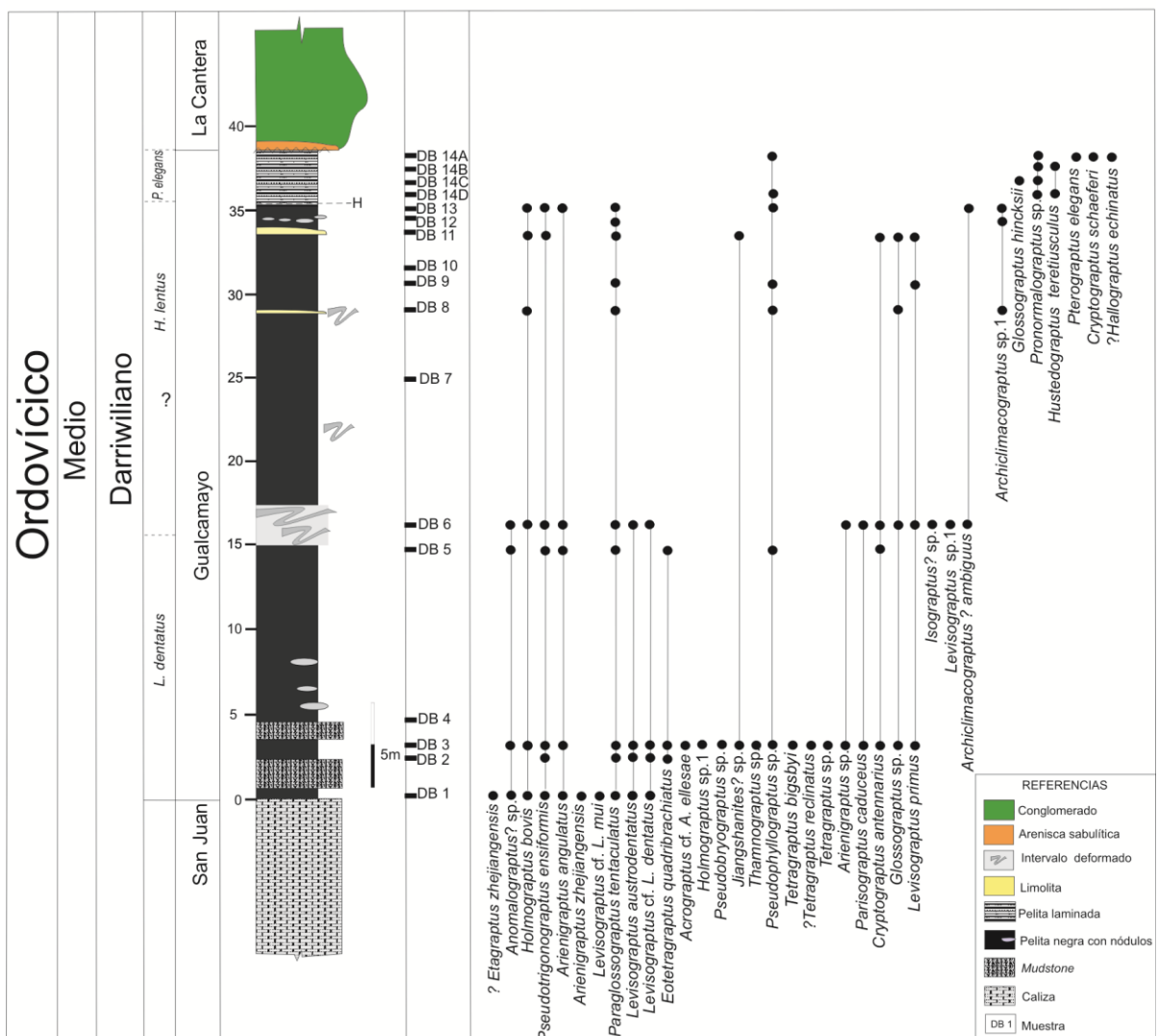
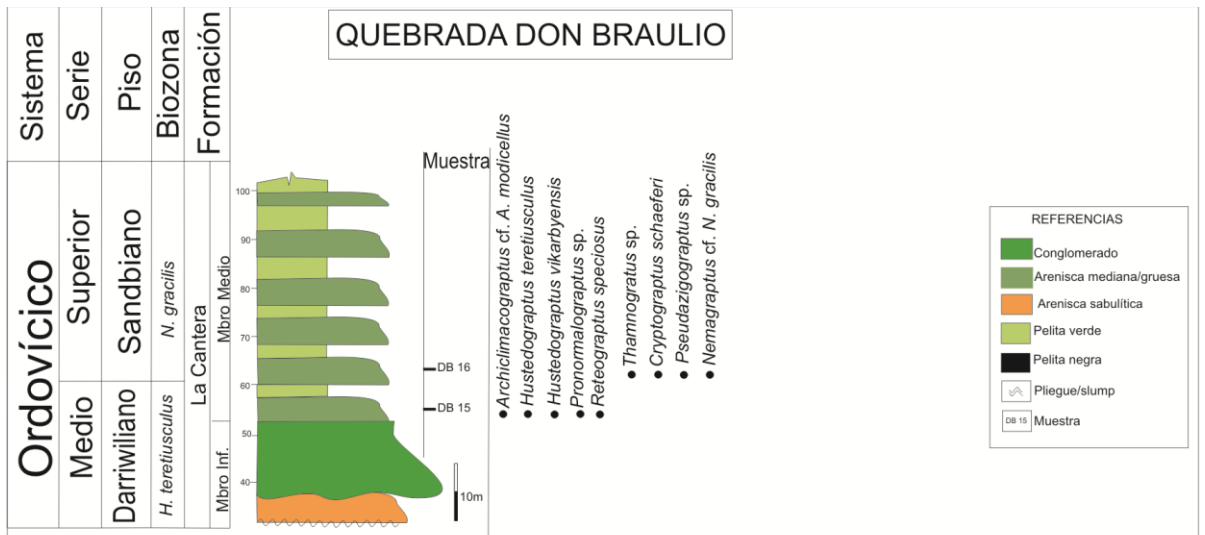


Fig. 8.40. Gráfico de distribución de las especies en la quebrada Cecilia.

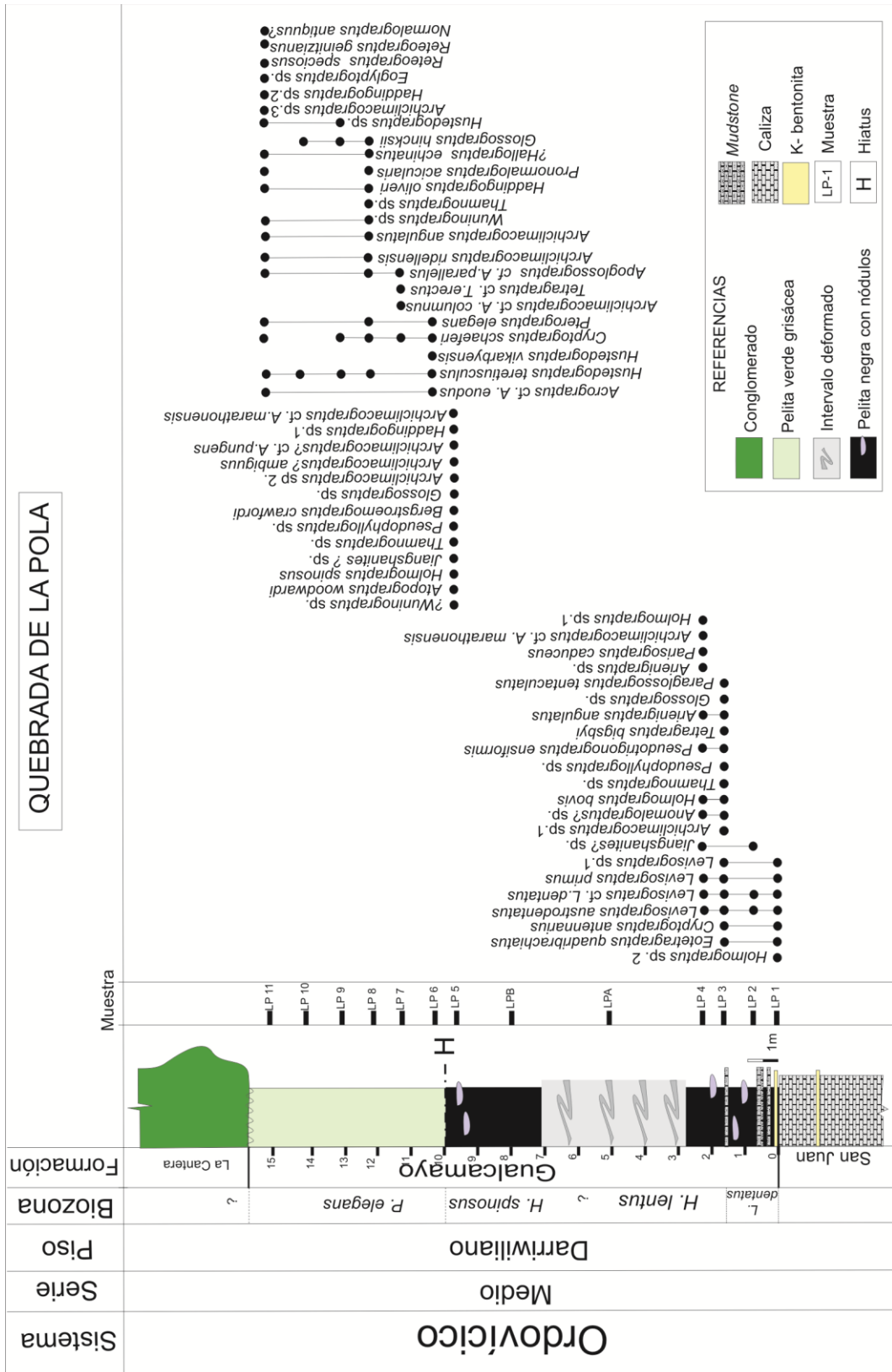
En la quebrada Don Braulio se tomaron 17 muestras en la Formación Gualcamayo, las cuales fueron denominadas DB1-DB14 (A, B, C, D). En la quebrada de La Pola se colectaron 13 muestras en la Formación Gualcamayo, nombradas como LP1-LP11, LP A y LP B. En la quebrada Cecilia, se recolectó la muestra C1 en la base de la Formación Gualcamayo, en el contacto con la Formación San Juan. La muestra C2 se recolectó de los niveles de pelitas grises laminadas inmediatamente por debajo de los cuerpos conglomerádicos del miembro inferior de la Formación La Cantera.

En la Formación La Cantera se tomaron dos muestras en el miembro medio, las cuales fueron denominadas DB15 y DB16, en la quebrada Don Braulio, y una muestra, C3, en niveles de arenisca del miembro medio en la quebrada Cecilia.





**Fig. 8.41.** Gráfico de distribución de las especies en la Formación Gualcamayo y La Cantera, quebrada Don Braulio.



**Fig. 8.42.** Gráfico de distribución de las especies en la Formación Gualcamayo, quebrada de La Pola.

**Zona de *Levisograptus dentatus***

La Zona de *L. dentatus* fue establecida en Norteamérica como Zona de *Diplograptus dentatus* a partir de la primera aparición en el registro fósil, de graptolitos biseriados e indicaba el Ordovícico Medio (Ruedeman, 1904; Raymond, 1914; Clark, 1924).

Maletz (1997a) definió la Zona *Levisograptus dentatus* (= *Undulograptus dentatus* y nomenclatura equivalente) para la sucesión darriwiliana de Lévis, Quebec, en base a la primera aparición (FAD, *first appearance datum*) de la especie *L. dentatus*. En el esquema bioestratigráfico dado por Maletz (1997a), esta biozona se ubica inmediatamente por encima de la Zona de *L. austrodentatus* y es sucedida por la Zona de *Holmograptus lentus*. El autor divide la biozona en dos subzonas, una inferior y otra superior, basadas en la ausencia de *L. dentatus* y aparición de *Arienigraptus angulatus* y "*Climacograptus*" *pungens* y posteriormente Maletz (2005) las denomina como subzonas de *L. dentatus* y *A. angulatus*, respectivamente.

En el presente estudio, la Zona de *L. dentatus* se localiza en la parte inferior de la Formación Gualcamayo en la quebrada Don Braulio y de La Pola, y es registrada con dudas en niveles equivalentes en la quebrada Cecilia, en la sierra de Villicum.

En la quebrada Don Braulio, la presencia de *A. angulatus* permite reconocer la subzona homónima en los primeros 18 m de la Formación Gualcamayo (muestras DB 1-DB 5). La asociación contiene además *?Etagraptus zhejiangensis*, *Acrograptus* cf. *A. ellesae*, *Anomalograptus?* sp., *Holmograptus bovis*, *Holmograptus* sp. 1, *Pseudobryograptus* sp., *Jiangshanites* sp., *Thamnograptus* sp., *Pseudophyllograptus* sp., *Pseudotrigranograptus ensiformis*, *Eotetragraptus quadribrachiatus*, *?Tetragraptus reclinatus*, *Tetragraptus bigsbyi*, *Tetragraptus* sp., *Arienigraptus zhejiangensis*, *Arienigraptus* sp., *Isograptus?* sp., *Parisograptus caduceus*, *Cryptograptus antennarius*, *Glossograptus* sp., *Paraglossograptus tentaculatus*, *Levisograptus austrodentatus*, *Levisograptus* cf. *L. dentatus*, *Levisograptus primus*, *Levisograptus* cf. *L. mui*, *Levisograptus* sp. 1.

En la quebrada Cecilia se identificaron graptolitos que permiten el registro de esta biozona, sin embargo la ausencia de *A. angulatus* en la colección impide referir a la subzona a la cual pertenecen.

En la quebrada de La Pola, la graptofauna presente en la base de la Formación Gualcamayo (muestras LP1-LP2) es asignada a la Zona de *L. dentatus* debido a la ausencia de representantes de los géneros *Archiclimacograptus*, *Hustedogaptus* ni *Haddingograptus* en nuestras colecciones, taxones que permiten reconocer la Zona de *H. lentus* en la Precordillera (Brussa *et al.*, 2003; Ortega & Rickards, 2003; Ortega *et al.*, 2007).

La Zona de *L. dentatus* fue identificada en otras localidades de la Precordillera. En el miembro inferior de la Formación Los Azules en el cerro Viejo de Huaco la misma fue reconocida por Mitchell *et al.* (1998) y posteriormente, Ortega & Rickards (2003) y Ortega *et al.* (2007a) registran la Subzona de *A. angulatus* en la parte basal de este miembro. Esta zona también está presente en el sector norte de la Precordillera (provincia de La Rioja y norte de San Juan), registrándose en el miembro medio de la Formación Gualcamayo en la quebrada de Las Plantas (Máspero Castro, 2002), en la quebrada de La Corridita (Máspero Castro *et al.*, 2003) y en la quebrada Potrerillo (Frigerio, 2004). La ausencia de *A. angulatus* en la parte inferior de la Zona de *L. dentatus* en las quebradas de La Corridita y Potrerillo sugiere que la Subzona de *L. dentatus* está allí presente (Ortega *et al.*, 2007).

Serra *et al.* (2017a) reconocen la Subzona de *L. dentatus* en el miembro inferior de la Formación Las Aguaditas (Cordón de Los Blanquitos), en el miembro medio de la Formación Los Azules en la quebrada Oculta (sierra de Los Cauquenes) y en los afloramientos de la Formación Gualcamayo del cerro La Chilca en la Precordillera Central.

La Zona de *L. dentatus* se correlaciona con las zonas de conodontes *Lenodus variabilis* y *Yangzeplacognathus crassus*, lo cual se verifica en varios sectores de la Precordillera. Recientemente, Mango *et al.* (2018) registraron las mencionadas biozonas en los 13 m superiores de la Formación San Juan y en el primer metro de la Formación Los Azules, en cerro Viejo de Huaco. De acuerdo a estos autores, la Subzona de *L. dentatus* puede reconocerse en el techo de la Formación San Juan de acuerdo con la presencia de graptolitos asociados con conodontes de la Zona de *L. variabilis* (Subzona de *P. horridus*), mientras que en la base del miembro inferior de la Formación Los Azules la presencia de *A. angulatus* indica la subzona homónima junto a conodontes de la Zona de *Y. crassus*.

**Zona de *Holmograptus lentus***

La graptofauna hallada en la Formación Gualcamayo, quebrada Don Braulio desde los 18 m del perfil (muestra DB 6) hasta los 35 m (muestra DB 13) y en la misma unidad, desde los 1,5 m de la base, en la quebrada de La Pola (muestras LP3 a LP4) permitió el registro de la Zona de *H. lentus*.

En la quebrada Don Braulio, la asociación de graptolitos esta compuesta por: *Anomalograptus?* sp., *Holmograptus bovis*, *Jiangshanites* sp., *Pseudophyllograptus* sp., *Pseudotrigrinograptus ensiformis*, *Isograptus* sp., *Arienigraptus angulatus*, *Arienigraptus* sp., *Parisograptus caduceus*, *Cryptograptus antennarius*, *Glossograptus* sp., *Paraglossograptus tentaculatus*, *Levisograptus austrodentatus*, *Levisograptus* cf. *L. dentatus*, *Levisograptus primus*, *Levisograptus* sp. 1, *Archiclimacograptus?* *ambiguus*, *Archiclimacograptus* sp. 1.

En la quebrada de La Pola, la graptofauna incluye: *Anomalograptus?* sp., *Thamnograptus* sp., *Pseudotrigrinograptus ensiformis*, *Holmograptus bovis*, *Holmograptus* sp. 1, *Eotetrigraptus quadribrachiatum*, *Tetrigraptus bigsbyi*, *Arienigraptus angulatus*, *Arienigraptus* sp., *Parisograptus caduceus*, *Paraglossograptus tentaculatus*, *Glossograptus* sp., *Cryptograptus antennarius*, *Levisograptus austrodentatus*, *Levisograptus* cf. *L. dentatus*, *Levisograptus primus*, *Levisograptus* sp. 1, *Archiclimacograptus* sp. 1, *Archiclimacograptus* cf. *A. marathonensis*.

En la sección de La Pola, los niveles intermedios entre la Zona de *H. lentus* y la Zona de *H. spinosus* no aportaron una graptofauna diagnóstica como para definir el límite entre ambas biozonas (muestras LPA y LPB).

En la quebrada Cecilia, no se hallaron graptofaunas pertenecientes a esta biozona, estando los niveles medios de la Formación Gualcamayo parcialmente cubiertos por vegetación, sumado a la intensa deformación que presenta la unidad en su totalidad en esta sección.

En la Precordillera argentina la Zona de *H. lentus* fue registrada en la quebrada de La Corridita por la aparición de la especie guía *Holmograptus lentus* (Máspero Castro *et al.*, 2002) junto a las especies *Paraglossograptus tentaculatus* y *Acrograptus* sp. en el miembro medio de la Formación Gualcamayo.



En el área del cerro Viejo de Huaco, la Biozona de *H. lentus* fue identificada en el miembro inferior de la Formación Los Azules por la aparición de los géneros *Archiclimacograptus*, *Haddingograptus* y *Hustedograptus* (Brussa *et al.*, 2003b; Ortega & Rickards, 2003). Además, en la parte superior de esta biozona una asociación compuesta por *Cryptograptus schaeferi* Lapworth, *Bergstroemograptus crawfordi* (Harris), *Archiclimacograptus? ambiguus* Maletz, *A. marathonensis* (Clarkson) y *Haddingograptus oliveri* (Bouček) fue mencionada por Ortega *et al.* (2007a).

La Zona de *Holmograptus lentus* esta presente en el esquema bioestratigráfico de Suecia subyaciendo a la Zona de *Nicholsonograptus fasciculatus* y ha sido documentada en detalle por Ekström (1937) y Maletz (1995). Graptofaunas referibles a esta biozona fueron anteriormente descritas por Bulman (1936) y Skevington (1965) en Escandinavia. También han sido descritas asociaciones pertenecientes a esta biozona en la península escandinava por Bulman (1936) y Skevington (1965).

#### **Zona de *Holmograptus spinosus***

La Zona de *H. spinosus* fue definida por Maletz (2009) en la sección de Les Mèchins, Quebec (Canadá), pudiendo reconocerse en diversas localidades del este de Norteamérica (*e.g.*, Apalaches, Estado de Nueva York, Terranova). En el esquema bioestratigráfico de Maletz (2009) (Fig. 8.38) la Zona de *H. spinosus* se localiza por encima de la Zona de *Holmograptus lentus* y es sucedida por la Zona de *Nicholsonograptus fasciculatus*.

En la sierra de Villicum, la Zona de *H. spinosus* (Darriwiliano medio) fue identificada únicamente en la quebrada de La Pola, en los estratos de pelitas negras con nódulos carbonáticos (entre los 9 y 10 m de la base) de la Formación Gualcamayo (Kaufman & Ortega, 2016), constituyendo éste el primer hallazgo para Argentina.

Las especies *Holmograptus spinosus* y *Atopograptus woodwardi* fueron identificadas por primera vez para esa localidad, siendo los registros de *Bergstroemograptus crawfordi* y *Archiclimacograptus? ambiguus*, conjuntamente con los del cerro Viejo, los únicos hallazgos hasta el presente para la Precordillera Argentina.

A partir de los nódulos carbonáticos presentes en los niveles cuspidales de la Formación Gualcamayo, se recolectaron graptolitos que incluyen las especies: *Atopograptus wowardi*, *Holmograptus spinosus*, *Jiangshanites?* sp., *Thamnograptus* sp., *Pseudophyllograptus* sp., *Bergstroemograptus crawfordi*, *Paraglossograptus tentaculatus*, *Archiclimacograptus?* *ambiguus*, *Archiclimacograptus?* cf. *A.? pungens*, *Archiclimacograptus* cf. *A. marathonensis*, *Archiclimacograptus* sp. 2, *Haddingograptus* sp. 1.

En la sierra de Villicum, los estratos que registran la Zona de *H. spinosus* son sucedidos en paraconcordancia por una sucesión de pelitas verdes portadoras de graptolitos de la Zona de *Pterograptus elegans*.

Brussa (1999b) identificó a *H. spinosus* en la Formación Sierra de La Invernada en la sierra epónima, Precordillera Central, sin embargo, en los especímenes ilustrados por el autor, se observa la ausencia de las típicas espinas en los nodos dorsales de los estipes, por lo cual es dudosa la asignación a esta especie.

En el ámbito de la Precordillera Central Ortega *et al.* (2007a) describen un horizonte con *B. crawfordi* y *A. pungens* (= *A.? ambiguus*) en la parte alta de la Zona de *H. lentus* del miembro inferior de la Formación Los Azules, cerro Viejo de Huaco. Posiblemente el horizonte mencionado por dichos autores corresponda en realidad a la Zona de *H. spinosus* del esquema de Maletz (2009), si bien no se registraron sinógraptidos en la asociación de esa área, hasta la fecha.

Maletz (1992, 2001) reconoció una asociación de graptolitos característica que se presentaba junto a la especie *H. spinosus* la cual fue incluida dentro de la biozona de *H. lentus*, en Norteamérica. En Noruega y Suecia las especies *H. lentus* y *H. callotheca* fueron descritas por Törnquist (1911), Bulman (1932), Jaanusson (1960), Skevington (1965). Posteriormente, Maletz (2009) erige la Zona de *H. spinosus* para el este de Norteamérica, indicando la distribución global de esta fauna. Asociaciones faunísticas pertenecientes a la Biozona *H. spinosus* están presentes en el sector oriental de Norteamérica, en los Apalaches (*e.g.* Carter & Tailleux, 1984; Lenz & Jackson, 1986). Ruedemann (1904) describió la especie *H. spinosus* a partir de ejemplares hallados en Mount Merino, Nueva York. Este autor sugirió que la mencionada especie representaba la parte basal de la Zona de *Glyptograptus dentatus*. Williams (1992) describió una asociación de graptolitos provenientes de Newfoundland la cual estaba conformada por las especies *Bergstroemograptus crawfordi*, *H. spinosus*, *C. schaeferi* y *A. ridellensis*.

La Zona de *H. spinosus* ha sido registrada en Australasia, donde el taxón nominal ha sido reconocido bajo el nombre de *Didymograptus nodosus* (Vandenberg & Cooper, 1992) y de acuerdo a Maletz (2009) podría estar presente también en China.

La ausencia de la Zona de *Nicholsonograptus fasciculatus* en las secciones de Villicum, presente en los esquemas bioestratigráficos del Darriwiliano en otras regiones (*e.g.*, Báltica, Norteamérica, China), indica la existencia de un *hiatus* entre las pelitas negras portadoras de la graptofauna de la Zona de *H. spinosus*, y las pelitas verde grisáceas con fauna de *P. elegans*.

### **Zona de *Pterograptus elegans***

La Zona de *P. elegans* del Darriwiliano tardío fue registrada en las tres secciones de este estudio, en los niveles superiores de la Formación Gualcamayo. En la quebrada Don Braulio, la asociación de graptolitos perteneciente a esta biozona fue hallada en las pelitas laminadas, inmediatamente por debajo de los depósitos psamíticos y psefíticos de la Formación La Cantera. En la quebrada de La Pola, las pelitas verdegrisáceas que subyacen a los depósitos conglomerádicos de la Formación La Cantera, contienen una graptofauna diversa y abundante, presentándose en general con buenas condiciones de preservación. Finalmente, en la quebrada Cecilia, la asociación de graptolitos de esta biozona fue hallada en los niveles de pelitas laminadas que preceden a las areniscas y conglomerados con los cuales inicia la Formación La Cantera en la mencionada sección.

En la quebrada Don Braulio se hallaron tubarios de: *Pterograptus elegans*, *Glossograptus hincksii*, *Cryptograptus schaeferi*, *Hustedograptus teretiusculus*, *Hallograptus echinatus*, *Pronormalograptus* sp., *Archiclimacograptus angulatus*.

En la quebrada de La Pola, la asociación perteneciente a esta biozona está conformada por: *Acrograptus* cf. *A. euodus*, *Wuninograptus* sp., *Thamnograptus* sp., *Jiangshanites?* sp., *Pterograptus elegans*, *Tetragraptus* cf. *T. erectus*, *Cryptograptus schaeferi*, *Glossograptus hincksii*, *Apoglossograptus* cf. *A. parallelus*, *Archiclimacograptus riddellensis*, *Archiclimacograptus angulatus*, *Archiclimacograptus* cf. *A. columnus*, *Archiclimacograptus* sp. 3, *Egyptograptus* sp., *Hustedograptus teretiusculus*, *Hustedograptus vikarbyensis*, *Hustedograptus* sp., *?Hallograptus echinatus*, *Haddingograptus oliveri*, *Haddingograptus* sp. 2,

*Reteograptus speciosus*, *Reteograptus geinitzianus*, ?*Normalograptus antiquus* y *Pronormalograptus acicularis*.

Por su parte, en la quebrada Cecilia se hallaron los taxones: *Wuninograptus* sp., *Pterograptus elegans*, *Cryptograptus schaeferi*, *Apoglossograptus* cf. *A. parallelus*, *H. teretiusculus*, *Reteograptus geinitzianus*, *Normalograptus* sp., *Eoglyptograptus* sp.

Este hiatus también está presente en la quebrada Don Braulio entre las pelitas negras que contienen la Zona de *H. lentus* y las suprayacentes pelitas grises laminadas con fauna de la Zona de *P. elegans*, pero en esta sección no se hallaron faunas de las zonas de *H. spinosus* (presente en la quebrada de La Pola) y la de *N. fasciculatus*.

Si bien la presencia de este hiatus ha sido señalada para el Darriwiliano medio en diversas secciones de la Precordillera Central (Ortega *et al.*, 2007a), la ausencia de la Zona de *H. spinosus* en la quebrada Don Braulio es llamativa y podría obedecer a algún problema de muestreo o a la intensa deformación que afectó esta sección.

La Zona de *P. elegans* fue registrada en otras localidades de la Precordillera. En el cerro Viejo de Huaco la graptofauna perteneciente a esta biozona fue localizada en la parte inferior del miembro medio de la Formación Los Azules (Ortega 1995, Ottone *et al.* 1999, Toro & Brussa, 2003). Esta biozona se encuentra además registrada en el miembro medio de la Formación Gualcamayo en el cerro Potrerillo (Ortega & Albanesi, 2000) y en la quebrada Corridita (Máspero Castro *et al.*, 2003) donde la Zona de *P. elegans* fue reconocida en el miembro medio de la Formación Gualcamayo, representada por el taxón nominal y una asociación de biseriados, “*Kalpinograptus*” *parallelus* y *Wuninograptus* sp.

*P. elegans* es un taxón pandémico reconocido en Europa, Norteamérica, Australasia, China y la Precordillera argentina (Maletz, *et al.*, 2011). Su dato de primera aparición marca la base de la biozona homónima en Escandinavia (Ekström, 1937; Maletz, 1995; 1997b), Norteamérica (Maletz & Mitchell, 1995; Albani *et al.*, 2001; Ganis, 2005) y China (Ni, 1991; Chen *et al.*; 2006).

Maletz (2009) propuso un esquema bioestratigráfico para Terranova (Canadá) donde la Zona de *P. elegans* es precedida por la Zona de *N. fasciculatus* (Fig. 8.44). La biozona también se localiza en el oeste de Norteamérica (Carter, 1989; Maletz, 1994) y en China (Xiao & Chen, 1990; Ni, 1994; Chen *et al.*, 2016).

En Australasia este intervalo representa el Darriwiliano (Da4) (Vandenberg & Cooper, 1992). De acuerdo a Maletz (1997b) en esta biozona se producen cambios

estructurales en géneros como *Archiclimacograptus*, pasando de tecas sigmoideas curvadas (e.g., *A. marathonensis*) a tecas más cortas (e.g., *A. ridellensis*). Otro aspecto es la presencia común de *X. robustus* (Ekström) y *H. oliveri* (Bouček).

### **Zona de *Hustedograptus teretiusculus***

La Zona de *H. teretiusculus* es una biozona de asociación que representa a la parte superior del Ordovícico Medio. La especie *H. teretiusculus* tiene un amplio rango de extensión. Su dato de primera aparición (FAD) se ubica en la base de la Zona de *P. elegans* tanto en China como en la península Escandinava, con lo cual el registro de primera aparición de dicha especie por sí sola no es diagnóstico de la biozona homónima (Maletz, 1997b). Este problema ha llevado a erigir las zonas de *Pseudamplexograptus distichus* y *Dicellograptus vagus* en Escandinavia, en reemplazo de la largamente utilizada Zona de *H. teretiusculus* (Maletz *et al.*, 2011 y bibliografía citada).

En el noroeste de China, por encima de la Zona de *P. elegans* se localizan las zonas de *Didymograptus murchisoni* y *Jiangxigraptus vagus* (= *Dicellograptus vagus*) (Chen *et al.*, 2016 y bibliografía citada).

Peralta (1993a) reconoce una graptofauna perteneciente a la Zona de *H. teretiusculus*, en el miembro inferior psefítico de la Formación La Cantera, en la quebrada Don Braulio.

La especie *H. teretiusculus* aparece desde la Zona de *P. elegans* y extiende su rango hasta el miembro medio de la Formación La Cantera en el área de estudio. En la base del miembro medio de la mencionada unidad (quebrada Don Braulio y niveles equivalentes en quebrada Cecilia), la asociación de graptolitos compuesta por especies de los géneros *Hustedograptus*, *Haddingograptus*, *Normalograptus*, *Pronormalograptus*, *Archiclimacograptus*, *Reteograptus*, podría corresponder a esta biozona. Sin embargo, debido a la ausencia de taxones diagnósticos el intervalo es referido en forma provisoria a la Zona de *H. teretiusculus*.

En la Precordillera Argentina esta biozona fue registrada en la parte superior del miembro medio de la Formación Los Azules, en el cerro Viejo (Huaco) por Ortega (1987). Prevalecen en esta biozona una asociación de colonias compuesta por *Thamnograptus* sp., *Acrograptus euodus*, *Reteograptus geinitzianus*, *Cryptograptus*



*schaeferi*, *Glossograptus* sp., *Hustedograptus teretiusculus*, *H. vikarbyensis* (Jaanusson), *Hustedograptus* sp., *Gymnograptus* sp. y *Haddingograptus* sp. cf. *H. oliveri*. Dicha asociación permitió asignar una edad darriwiliana tardía a los niveles portadores (Ortega, 1987, 1995). La Zona de *H. teretiusculus* ha sido también localizada en la Formación Sierra de la Invernada, en la parte occidental de la Precordillera Central (Ortega *et al.*, 2008) y en la Precordillera mendocina, en la Formación Estancia San Isidro, quebrada San Isidro (Ortega *et al.*, 2007b).

En el noroeste de Argentina, graptolitos pertenecientes a esta biozona se hallaron en la Sierra Cochinocha y Cerro Queta en la Puna jujeña (Bahlburg *et al.*, 1990; Toro *et al.*, 2003).

### **Zona de *Nemagraptus gracilis***

Peralta (1993a) reconoce una asociación de graptolitos (segunda asociación, nivel N2) en el miembro medio de la Formación La Cantera en la cual identifica *N. cf. N. gracilis*. Dicho autor indica una edad caradociana (Sandbiano basal) para esos estratos y asigna esta graptofauna a la Zona de *N. gracilis*. Esta biozona se extendería hasta el miembro superior de la mencionada unidad.

La colección de graptolitos del presente estudio proveniente del miembro medio de dicha unidad, a 6 m de su base en la quebrada Don Braulio (muestra DB16), permite el registro tentativo de la Zona de *N. gracilis*. En la asociación se destaca la presencia de las especies *Pseudazygograptus* sp., *N. cf. N. gracilis*, *Thamnograptus* sp., *Reteograptus* sp., *Cryptograptus* sp. (sículas), *Archiclimacograptus* sp. Además se observaron escolecodontes en los planos de estratificación.

La primera mención de *N. gracilis* en la Precordillera fue realizada por Borrello & Gareca (1951) para la Formación Los Azules en el área del cerro Viejo de Huaco, donde posteriormente Ortega (1987) y Ottone *et al.* (1999) referirían estos especímenes a la Zona de *Climacograptus bicornis* del Sandbiano tardío.

La Zona de *Nemagraptus gracilis* fue registrada en otros sectores de la Precordillera: en el cordón de Los Blanquitos, en la Formación Las Aguaditas, miembros medio y superior (Brussa, 1996; Serra *et al.* 2015; Feltes *et al.*, 2018) y en cerro La Chilca, en la Formación Los Azules (Peralta, 1998; Finney & Peralta, 2000; Feltes *et al.* 2018). En estas localidades el FAD de *N. gracilis* está ausente (Albanesi & Ortega, 2016;

Feltes *et al.*, 2018). Estas secciones con graptolitos de la Zona de *N. gracilis* están asociados a conodontes de la parte alta de la Zona de *P. anserinus* (Subzona de *Rhodesognathus inaequalis*) (Feltes *et al.*, 2018)

En la Formación Sierra de la Invernada Ortega *et al.* (2008) describen una asociación de graptolitos compuesta por *N. gracilis*, *P. incurvus* (Ekström), *C. schaeferi*, colonias del grupo de los dicellográptidos, dicranográptidos y biseriados axonóforos. La presencia de ejemplares de *N. gracilis* en las formaciones Portezuelo del Tontal (Cuerda *et al.*, 1986; Peralta *et al.*, 2003) y Yerba Loca (Blasco & Ramos, 1976; Ortega *et al.*, 1991) podrían indicar el registro de esta biozona.

Un esquema de biozonas de graptolitos darriwilianos-sandbianos para la sierra de Villicum es propuesto en la Fig. 8.43a, donde se observan las zonas identificadas en las tres secciones estudiadas. El esquema bioestratigráfico propuesto para la Precordillera Oriental se observa en la figura 8.43b.

Adicionalmente se muestra el esquema de biozonas de conodontes y graptolitos para el Ordovícico de Precordillera (Fig. 8.45) considerando trabajos que vinculan ambos grupos fósiles para el lapso involucrado (e.g., Albanesi & Ortega, 2016; Serra *et al.*, 2017a; Feltes *et al.*, 2018). Cabe destacar, que al considerar ambas faunas, surgen algunas discrepancias con esquemas como el de Heredia *et al.* (2017) donde, por ejemplo, se identifica para el cerro La Chilca a la Zona de *E. pseudoplanus* en niveles que contienen graptolitos de la Zona de *L. dentatus*, asociados a conodontes de la Zona de *Y. crassus* (Serra *et al.*, 2017a; ver Mango *et al.*, 2018 para el cerro Viejo de Huaco).

La Zona de *N. gracilis* se reconoce a nivel global en Báltica, Gran Bretaña, Norteamérica, Australasia, China y Sudamérica (Finney, 1986; Finney & Bergström, 1986; Toro & Brussa, 2003; Chen *et al.*, 2016). Recientemente, Brussa *et al.* (2007) y Gutiérrez- Marco *et al.* (2011) registraron esta biozona en Perú, Bolivia y Venezuela.

		Biozonas de Graptolitos quebrada de La Pola	Biozonas de Graptolitos quebrada Don Braulio	Biozonas de Graptolitos quebrada Cecilia	
ORDOVÍCICO MEDIO	ORD. SUP.				
	SANDB.		<i>Nemagraptus gracilis</i>		
	DARRIWILIANO		<i>Hustedograptus teretiusculus</i>	<i>Hustedograptus teretiusculus</i>	<i>Hustedograptus teretiusculus</i>
			<i>Pterograptus elegans</i>	<i>Pterograptus elegans</i>	<i>Pterograptus elegans</i>
			<i>Holmograptus spinosus</i>		
			<i>Holmograptus lentus</i>	<i>Holmograptus lentus</i>	
		<i>Levisograptus dentatus</i>	<i>Levisograptus dentatus</i>	<i>Levisograptus dentatus?</i>	

**Fig. 8.43 a-** Esquema bioestratigráfico en base a graptolitos para las secciones de este estudio, sierra de Villicum, Precordillera Oriental.



Darrivilian	Graptolite biostratigraphy Newfoundland	Conodont biostratigraphy Newfoundland
	<i>Pterograptus elegans</i>	<i>Histiodella bellburnensis</i>
	<i>Nicholsonograptus fasciculatus</i>	<i>Histiodella kristinae</i>
	<i>Holmograptus spinosus</i>	<i>Histiodella sp.</i>
	<i>Holmograptus lentus</i>	<i>Histiodella holodentata</i>
	<i>Undulograptus dentatus</i>	<i>Histiodella sinuosa</i>
	<i>Undulograptus austrodentatus</i>	<i>Histiodella altifrons</i>

**Fig. 8.44.** Esquema bioestratigráfico del Darriviliano (conodontes y graptolitos) propuesto por Maletz (2009) para Norteamérica.



SYSTEM	GLOBAL SERIES	GLOBAL STAGES	TIME SLICES	CONODONTS				GRAPTOLITES				
				N AMERICAN MIDCONTINENT	N ATLANTIC	ARGENTINE PRECORDILLERA	NW ARGENTINA	N AMERICA	BALTOSCANDIA	ARGENTINE PRECORDILLERA	NW ARGENTINA	
ORDOVICIAN	UPPER	KATIAN	Hir1-2	shatzeri	ordovicianus			persculptus		persculptus		
			Ka4	divergens				extraordinarius		extraordinarius		
			Ka3	grandis				pacificus				
			Ka2	robustus	superbus	superbus	ornatus	complanatus	ornatus			
			Ka1	velicuspis			complanatus		complanatus			
				confluens					manitoulinensis	linearis	C. tubuliferus	
		SANDBIAN	Sa2	tenuis	alobatus	alobatus	pygmaeus	clingani	D. caudatus			
				undatus			americanus					
				compressa			bicornis			foliaceus	bicornis	
			MIDDLE	DARRIWILIAN	Sa1	sweeti	variabilis	variabilis	gracilis	gracilis	gracilis	
					Dw3	friendsvillensis	anserinus <sup>ineq. kiel.</sup>	anserinus <sup>upp. low.</sup>	teretiusculus	teretiusculus	teretiusculus	teretiusculus
					Dw2	polonicus	serra <sup>lind. rob. rec. fol.</sup>	serra <sup>lind. rob. rec. fol.</sup>	elegans	distichus elegans	elegans	
		holodentata			suecicus	suecicus <sup>ani. kn.</sup>	fasciculatus	fasciculatus	spinosus			
					pseudoplanus	pseudoplanus <sup>oz. ha.</sup>	lenticus	lenticus	lenticus	ang.		
					crassus	crassus	dentatus	dentatus	dentatus	dentatus		
	DAPING	Dw1		sinuosa	variabilis	variabilis <sup>lind. gla.</sup>	austrodentatus	hirundo	austrodentatus <sup>sim. zhe.</sup>	austrodentatus		
		Dp3		altifrons	antivarabilis	parva	Oncograptus		Cardiograptus	Oncograptus		
		Dp2		flabellum/laevis	navis	navis	m.-divergens		maximus	maximus		
		F3		andinus	triangularis	triang./laevis	"B. navis"	elongatus		A. eivionicus		
		F2		communis	intermedius	intermedius	B. cf. triang.	bifidus	densus	D. bifidus		
		F1			evae	evae	T. diprion	fruticosus		B. cf. deflexus		
	LOWER	TREMADOCIAN	Tr3	deltatus/costatus	proteus	proteus	A. triang.	approximatus	phyllograptoides	phyllograptoides		
					gracilis	borealis	P. proteus/A. apex	H. copiosus	H. copiosus	H. copiosus		
					Tripodus			A. murrayi	A. murrayi	A. murrayi		
				amoenus								
				dianae	deltifer	dianae	deltifer	Ao. victoriae	"K." supremus	Ao. victoriae		
Tr2		low diversity interv.	deltifer	deltifer	deltifer	A. hunebergensis	A. hunebergensis	B. kjerulfi				
		manitouensis	pristinus		pristinus			Adelograptus				
Tr1		angulatus	angulatus		angulatus	Triogr./Anisogr.	R. socialis/parabola	R. f. anglica				
		fluctivagus			lapetognathus	R. f. parabola	R. f. parabola	A. matanensis				
								R. f. parabola				

Fig. 8.45. Cuadro bioestratigráfico de conodontes y graptolitos del Ordovícico de Argentina tomado de Albanesi & Ortega (2016).

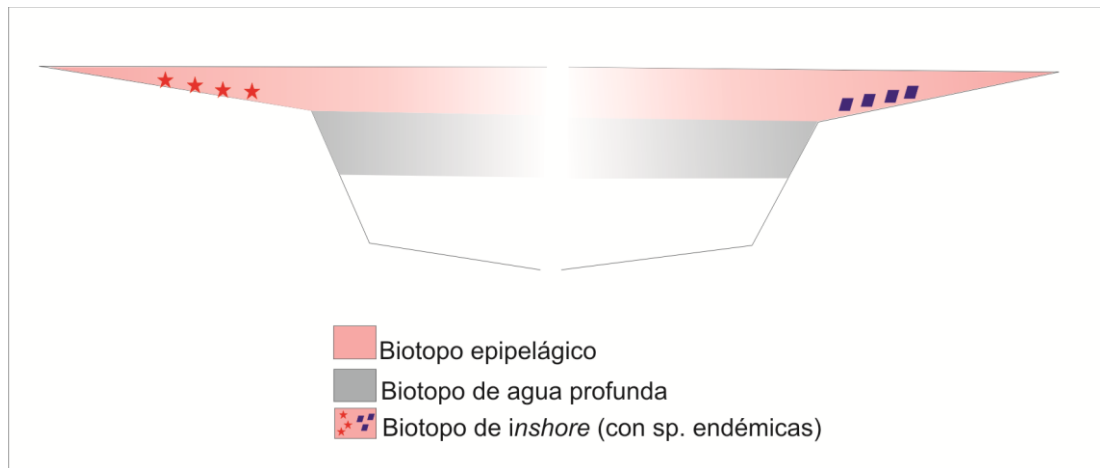
### 8.1.5- Paleoecología y paleobiogeografía de graptolitos

Los graptolitos son organismos coloniales que durante el Ordovícico evolucionaron desde formas bentónicas a pelágicas y se diversificaron ampliamente, incrementando el número de taxones, expandiendo su distribución en las áreas de plataforma hacia el margen continental y hacia sectores de mayor profundidad hacia el área de talud y cuenca oceánica (Cooper, 1998, 1999; Zhang & Chen, 2006; 2008).

La distribución de las faunas de graptolitos y los factores que la controlaron, fueron estudiados por numerosos autores (Berry, 1960; Bulman 1964; Berry & Boucot 1972; Skevington, 1973; 1974; Finney, 1986; Erdtmann, 1986; Berry *et al.*, 1987; Berry & Wilde, 1990; Cooper *et al.*, 1991; Finney & Berry, 1997; Egenhoff & Maletz, 2007; Vandenbroucke *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010, Goldman *et al.*, 2013; Cooper *et al.*, 2017).

Los modelos de distribución de los graptolitos propuestos por Cooper *et al.* (1991) y Goldman *et al.* (1995) consideraron una estratificación de las faunas según la profundidad en la columna de agua (Fig. 8.46). De esta manera se diferencian dos biotopos, uno de aguas someras y otro de aguas profundas. El término biotopo se refiere al área y profundidad ocupada por una asociación faunística en particular. Los términos epipelágico (0 a 150/200 m), mesopelágico (200 a 1000 m) y batipelágico (más de 1000 m) se utilizaron para denominar la zonación por profundidad en el océano.

Cooper *et al.*, (1991) agruparon a la mayoría de los graptoloideos dentro del biotopo epipelágico mientras que el biotopo mesopelágico estaba integrado por aquellas faunas de aguas más profundas. Un tercer grupo estaría compuesto por aquellas especies que habitaban ambientes de plataforma, denominado biotopo de *inshore*. En este último grupo el control principal en la distribución estaría dado principalmente por las condiciones del agua y no por la profundidad, como en los dos primeros.



**Fig. 8.46.** Modelo de biotopos de graptolitos según Cooper *et al.* (1991) y Goldman *et al.* (1995). Modificado de Cooper *et al.* (1991). Según este modelo, los graptolitos se encontraban estratificados en función de la profundidad agrupándose en los biotopos de agua somera y de agua profunda, los cuales se extienden desde los márgenes continentales y a través del océano abierto. Sobre la plataforma continental quedan restringidas las especies endémicas, biotopo de *inshore*.

Los mencionados autores definieron además la biofacies de “Isograptidos”, la cual se caracteriza por una alta diversidad e incluye taxones del biotopo de aguas profundas junto con elementos del biotopo epipelágico. Esta biofacies se encuentra confinada al sector del margen continental. Asimismo definieron la biofacies de “Didymograptidos” la cual contiene principalmente elementos del biotopo epipelágico y se caracteriza por la ausencia de fauna del biotopo de agua profunda. Comúnmente se reconoce por su baja diversidad (sólo dominan uno o pocos taxones). La composición faunística de esta biofacies varía según los continentes ya que está sujeta a zonaciones climáticas (provincialismo por gradientes de temperatura), destrucción de las colonias por turbulencia, bioturbación, etc. (Rickards, 1975; Erdtman, 1976).

Según la distribución paleogeográfica los graptolitos planctónicos se pueden diferenciar en endémicos y pandémicos. La fauna endémica (correspondiente a la biofacies de didymograptidos) es común en áreas de plataforma somera (ej. Báltica) y corresponde a la Provincia Atlántica. Los elementos pandémicos (biofacies de isograptidos) son encontrados en todo el mundo y raramente se hallan en las facies de plataforma.

La mayoría de los graptolitos fueron pandémicos (sin zonación por latitud), aun en momentos de alto provincialismo, en contraste con otros grupos de invertebrados

(Cooper *et al.*, 1991). La mayoría de las especies pandémicas habitaron la zona epipelágica y eran tolerantes a un amplio rango de temperatura. Sin embargo, durante el Ordovícico Medio se distinguen dos provincias principales a partir de las diferencias en las faunas de latitudes bajas y altas: la “Provincia Pacífica” y la “Provincia Atlántica”. En cada una de ellas se reconoce la biofacies de Didymograptidos y la de Isograptidos, cada una de las cuales contiene taxones específicos de la provincia junto con otros elementos pandémicos. La provincia Atlántica abarcó las regiones de altas latitudes y estuvo caracterizada por una baja diversidad y un pequeño número de taxones restringidos (sur de Gran Bretaña, Francia, España, norte de África y Baltoscandia). Por su parte, la Provincia Pacífica estaba conformada por aquellas regiones de bajas latitudes, tenía mayor cantidad de taxones restringidos y alta diversidad (Australasia, Norteamérica, Siberia, Kazakhsan, Norte y Sur de China, Precordillera argentina) (Cooper *et al.*, 1991 y bibliografía citada).

Entre los principales factores que controlaron la distribución espacial de los graptolitos Cooper *et al.* (1991) enumeran:

1- Las corrientes marinas y las características de la masa de agua (Williams 1969, Bulman 1971, 1978; Berry 1974, Erdtmann 1976, 1984).

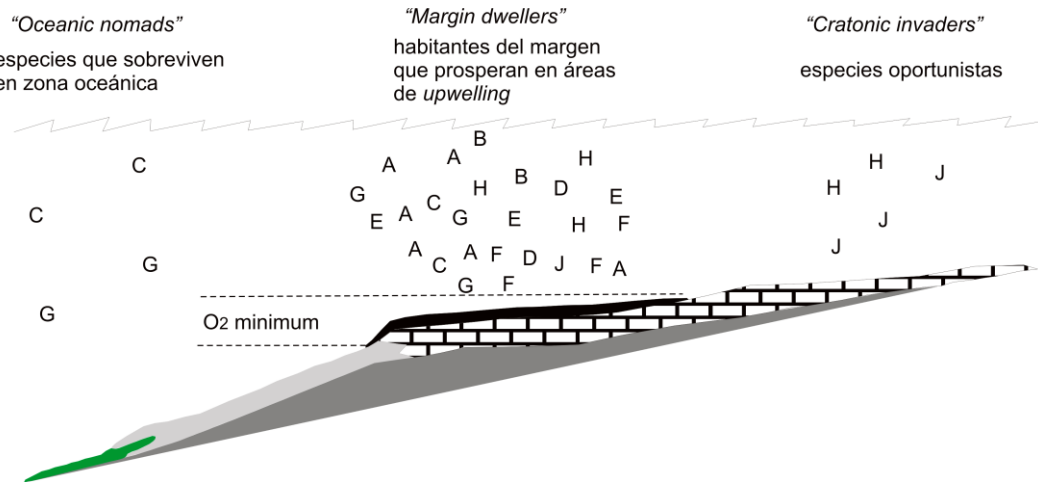
2- Los gradientes de temperatura de la superficie del agua según la latitud (Bulman 1964, 1971; Skevington 1973, 1974, 1976). La provincia Pacífica queda incluida dentro de bajas latitudes, mientras que la Provincia Atlántica se localiza ampliamente en latitudes altas.

3- La distribución según la profundidad, con lo cual faunas de aguas profundas deberían estar confinadas a sedimentos de ambiente oceánico, mientras que aquellas de aguas más someras podrían preservarse en secuencias de plataforma (Ross, 1961; Berry, 1962). Fortey (1984) y Fortey & Cocks (1986) denominaron a la biofacies de aguas profundas como biofacies de isograptidos (pandémica).

4- La separación entre las masas de agua de la plataforma y oceánicas por diferencias de salinidad, turbidez, etc. (Zima, 1976; Cisne & Chandless, 1982; Finney, 1984; 1986).

Finney & Berry (1997) plantearon un modelo diferente (Fig. 8.47) donde la mayor diversidad de graptolitos se encuentra sobre el margen continental, en la zona donde el agua recibe el aporte de nutrientes de las corrientes de *upwelling*. En este modelo algunas especies habitaron amplios espacios en la columna de agua ya sea lateral o

verticalmente, mientras que otras se encuentran más restringidas. Los autores mencionados compararon ese patrón de distribución con modelos en océanos actuales donde la abundancia de plancton es baja en mar abierto, y alta en áreas de *upwelling*. La zona de oxígeno mínimo desarrollada debajo de las aguas altamente productivas, producen un ambiente depositacional anóxico en el cual se preservan las colonias.



**Fig. 8.47.** Modelo de biotopos de graptolitos de Finney & Berry (1997) donde se observa la distribución de los biotopos en una transecta del margen continental. Las letras representan diferentes especies, las cuales son más diversas en las zonas de *upwelling*.

Finney & Berry (1997) interpretaron que las áreas ocupadas por las aguas de *upwelling* era el biotopo donde proliferó abundante cantidad de graptolitos. El área de *upwelling* se ubica a lo largo del quiebre entre la plataforma y el talud y se extiende ligeramente hacia el mar abierto. Las faunas que habitaron dicha área eran abundantes, diversas y fueron denominadas por dichos autores como: *margin dwellers* (habitantes del margen). La cantidad de nutrientes junto con el O<sub>2</sub> disuelto varían lateralmente y verticalmente en la zona de *upwelling* y la zona de oxígeno mínimo que se encuentra por debajo, lo cual resulta en una diferenciación de las especies dentro del biotopo.

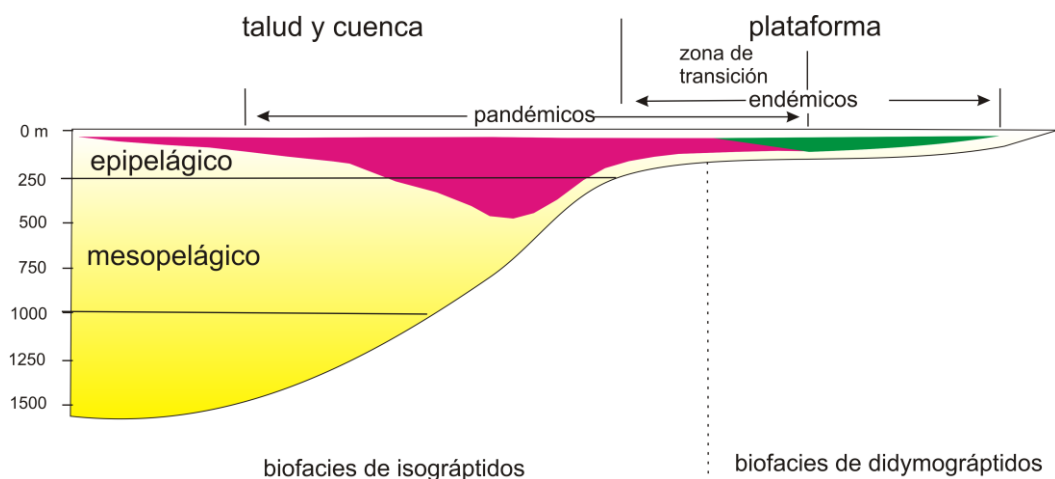
Siguiendo el modelo de los autores, el biotopo denominado *oceanic nomads* estaba integrado por escasas especies debido a la insuficiente cantidad de nutrientes disponibles en el agua. Dichas especies no son consideradas endémicas sino que



podían estar presentes en el biotopo denominado *margin dwellers* (Finney & Berry, 1997). Una baja diversidad de especies oportunistas se encuentra en el área denominada *cratonic invaders* (invasores de áreas cratónicas) de los cuales algunas son endémicas y otras cosmopolitas.

De este modo, Finney & Berry (1997) consideraron que las sucesiones con graptolitos fueron depositadas principalmente en zonas relativamente angostas a lo largo de los márgenes continentales, específicamente a lo largo del quiebre entre la plataforma y el talud, donde se desarrollaron las condiciones favorables.

Por su parte, Egenhoff & Maletz (2007) consideraron que con el aumento del nivel del mar, durante un *highstand*, los elementos faunísticos mesopelágicos migraban hacia la plataforma (Fig. 8.48). La sensibilidad de los graptolitos a los cambios en la profundidad del agua permite utilizar su patrón de distribución vertical para reconstruir cambios del nivel del mar. Así, aquellos niveles con abundante acumulación de colonias pandémicas de aguas profundas, podrían estar indicando un incremento en la paleobatimetría, al ser comparados con las faunas que subyacen. Serían entonces los graptolitos indicadores de superficies de máxima inundación (*maximum flooding surfaces*). Sin embargo, la acumulación en masa de distintas especies de graptolitos en planos de estratificación no necesariamente indica un cambio relativo del nivel del mar, pueden también reflejar un florecimiento del plancton causado por una abundancia en el aporte de nutrientes (cf. Holland, 1995).



**Fig. 8.48.** Modelo de zonación de graptolitos según la profundidad, basados en patrones de distribución paleogeográfica. Se diferencian especies pandémicas y endémicas. Modificado de Egenhoff & Maletz (2007).

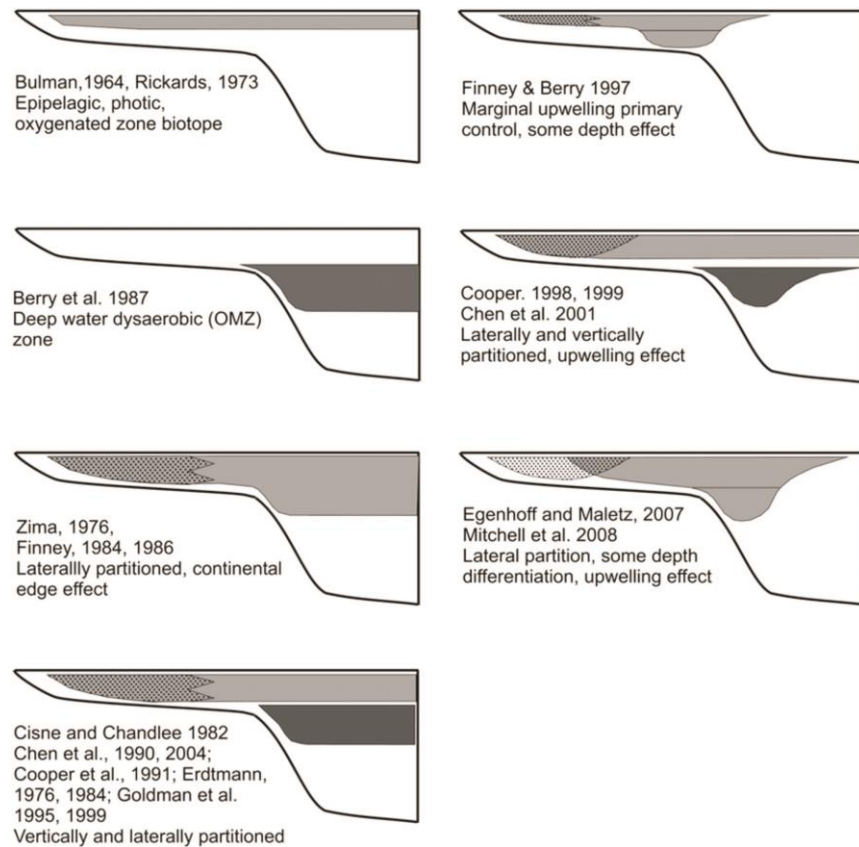
Skevington (1973; 1974) al definir las provincias templada-fría o Atlántica y tropical o Pacífica consideró como principal factor de control en la distribución de las faunas de graptolitos a la variación de la temperatura superficial del agua según la latitud. Además destacó que el provincialismo se incrementó hasta un máximo durante el Darriwiliano medio-alto. Por su parte, Cisne & Chandlee (1982) explicaron la distribución de los graptolitos del Ordovícico Superior utilizando el modelo de estratificación por profundidad.

Berry *et al.* (1987) y Berry & Wilde (1990) compararon a los graptolitos como análogos antiguos del zooplancton moderno y propusieron que los graptolitos planctónicos habitaron la zona de oxígeno mínimo y aguas desnitrificadas de los océanos del Paleozoico temprano, donde la abundancia de compuestos de nitrógeno disponible abastecía de nutrientes.

Vanderbroucke *et al.* (2009) explicaron la distribución de los graptolitos por efecto principal de la temperatura en la superficie del mar.

Zhang *et al.* (2010) por su parte, mencionaron como factores principales en el control de la distribución de graptolitos la profundidad del agua y a la distancia desde la línea de costa.

En una contribución posterior, Cooper *et al.* (2012) presentan un esquema (Fig. 8.49) donde se observan los diferentes modelos de distribución de graptolitos. Se puede visualizar la posición de cada biotopo en una cuenca. El biotopo epipelágico posee buena oxigenación e iluminación y está restringido a la parte superior de las aguas sobre la plataforma y el océano. Es un área de alta energía y alta productividad biológica. El biotopo de inshore (o nerítico) está dominado por una asociación de pocas especies, el endemismo es marcado y el ambiente posee alta energía, alta turbidez y baja salinidad, con lo cual las colonias presentan un tubario robusto o compacto. Por último, el biotopo de aguas profundas se encuentra ubicado por debajo del biotopo epipelágico y posee baja concentración de oxígeno (disaeróbico). La profundidad a la cual se encontraba la zona disóxica en los océanos ordovícicos, podría haber variado durante el tiempo y por dicha razón estos autores evitaron los términos meso o batipelágico. La profundidad del límite inferior presumiblemente estaba determinada por la profundidad de las aguas oceánicas completamente anóxicas y euxínicas (~ 300 m- 1000 m).



**Fig. 8.49.** Modelos de distribución de graptolitos según diferentes factores de control y diferentes autores, tomado de Cooper *et al.* (2012).

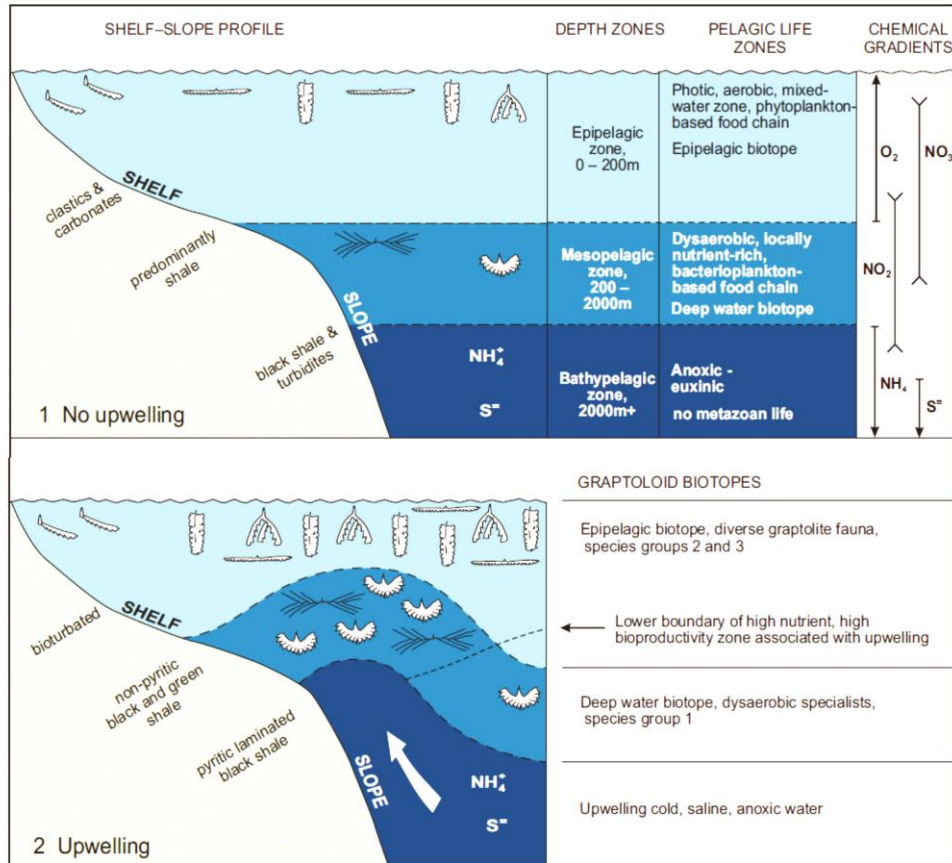
En varias contribuciones (Chen, 1990; Chen *et al.*, 2005; Cooper, Fortey, & Lindholm, 1991; Cooper *et al.*, 2012) se mencionaron modelos que consideraron factores verticales como laterales en el control de la distribución de los graptolitos. Cooper & Sadler (2010) y luego Cooper *et al.* (2012) reconocieron tres grupos de especies de graptolitos:

Grupo 1. Conformado por aquellos taxones restringidos a la facies de agua profunda, ambientes de plataforma externa, talud y fondo oceánico.

Grupo 2. Presenta taxones que habitaron tanto facies neríticas (plataforma interna, media y externa) como de agua profunda. Biotopo epipelágico, (Fig. 8.50)

Grupo 3. Taxones sólo encontrados en facies neríticas de plataforma interna y media.

De esta manera la distribución de las especies en los grupos 1 y 2 estaba controlada principalmente por la profundidad, mientras que el grupo 3 estaba integrado por especies endémicas y delimitado lateralmente.



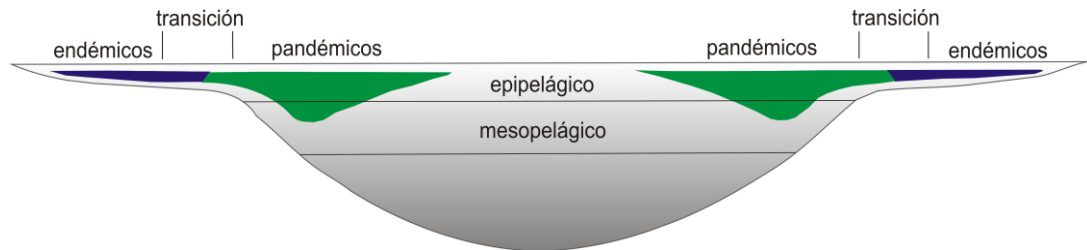
**Fig. 8.50.** 1-Zonas de distribución de graptolitos sin el desarrollo de una zona de *upwelling*, se observan los biotopos de aguas profundas. 2- Momento de *upwelling* donde ingresa una masa de agua con nutrientes a la zona epipelágica generando un ambiente de alta bioproductividad. (Tomado de Cooper *et al.*, 2017. Ver referencias allí citadas).

Siguiendo a Cooper & Sadler (2010) dentro del grupo 1 se agrupan los isograptidos, glossograptidos, sigmagraptidos, dicranograptidos caracterizando ambientes de plataforma externa, talud y cuenca, biotopo de aguas profundas, o biofacies de Isograptidos de Fortey & Bruton (1984), Fortey & Cooks (1986).

El grupo 2 incluye dichograptidos, phyllograptidos, diplograptidos, orthograptidos, y algunos dicranograptidos y glossograptidos, estos graptolitos si bien se encuentran en facies de plataforma externa y talud, también ingresan a sedimentos de plataforma interna y media, constituyendo el biotopo epipelágico (Cooper *et al.*, 1991).

Los taxones del grupo 3 son los didymograptidos de colonias pendientes, azigograptus, diplograptidos endémicos, confinados a ambientes de plataforma interna y media (Chen *et al.*, 2001; Goldman *et al.*, 1999; Egenhoff & Maletz, 2007).

En el modelo paleoecológico dado en Goldman *et al.* (2013) se incluye a la profundidad y la distancia de la costa como factores de control en la distribución de las faunas (Fig. 8.51).



**Fig. 8.51.** Modelo paleoecológico de graptolitos donde se observa una sección transversal de un océano Paleozoico hipotético (tomado de Goldman *et al.*, 2013). Este modelo incorpora la profundidad y la posición *onshore-offshore* como factores de control en la distribución de graptolitos.

### 8.1.6 -Biofacies de graptolitos

En la Formación Gualcamayo aflorante en la sierra de Villicum se registraron cuatro biozonas de graptolitos: *L. dentatus*, *H. lentus*, *H. spinosus* y *P. elegans*.

En la asociación correspondiente a la Zona de *L. dentatus*, los géneros más abundantes son: *Tetragraptus*, *Pseudophyllograptus*, *Pseudotriconograptus*, *Holmograptus*, *Paraglossograptus*, *Cryptograptus*, *Arienigraptus*, *Parisograptus* y *Levisograptus*. Otros géneros como *Pseudobryograptus*, *Jiangshanites*, *Thamnograptus*, *Anomalograptus?*, *Etagraptus*, *Acrograptus* e *Isograptus* se encuentran representados en menor proporción. El gráfico con la abundancia relativa de los géneros en cada biozona se observa en la figura 8.52. La mayor parte de estos taxones son epipelágicos y pandémicos. Sin embargo, *Paraglossograptus*, *Arienigraptus*, *Isograptus* y *Parisograptus*, representan al biotopo de aguas profundas, y en particular el género *Paraglossograptus*, es característico de la Provincia Pacífica.

La Zona de *H. lentus* en la sierra de Villicum, contiene una buena parte de los taxones de la biozona anterior (Zona de *L. dentatus*), caracterizándose por la aparición del género *Archiclimacograptus* lo cual permite reconocer a la biozona en



ausencia del taxón nominal. Como en la biozona precedente, la graptofauna de la Zona de *H. lentus* contiene en su mayoría taxones del biotopo epipelágico con algunas formas del biotopo de aguas profundas y con indicadores de afinidad pacífica (*P. tentaculatus*).

La asociación de graptolitos identificada en la Zona de *H. spinosus* de la Formación Gualcamayo está representada por los géneros *Pseudophyllograptus*, *Holmograptus*, *Bergstroemograptus* y *Archiclimacograptus* como formas dominantes. Los géneros *Atopograptus*, *Jiangshanites?*, *Wuninograptus*, *Thamnograptus*, *Paraglossograptus* y *Haddingograptus* están representados en menor proporción. Como en las biozonas precedentes, esta fauna tiene una amplia distribución global y está conformada preponderantemente por taxones del biotopo epipelágico, entre los que se destacan los axonóforos. Una especie en particular, *Atopograptus woodwardi*, sólo se conoce en Australasia, Escandinavia y el este de Norteamérica (Maletz, 2009). Los registros del género *Paraglossograptus*, si bien escasos, sugieren una afinidad pacífica.

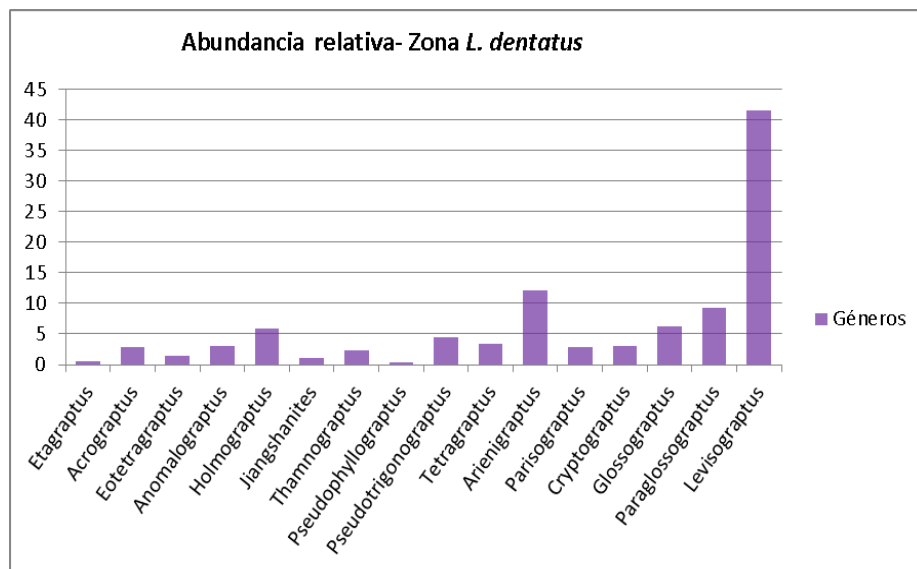
Graptolitos de la Zona *P. elegans* fueron registrados en el techo la Formación Gualcamayo quebrada de La Pola en la sucesión de pelitas verde-grisáceas que anteceden a los conglomerados del miembro inferior de la Formación La Cantera y en la sucesión de pelitas grises laminadas del techo de esta unidad en la quebrada Don Braulio y Cecilia. Esta biozona está conformada mayoritariamente por axonóforos (*Hustedograptus*, *Reteograptus*, *Haddingograptus*, *Archiclimacograptus*, *Eoglyptograptus*, *Pronormalograptus*, *Normalograptus*) en asociación con el taxón nominal, y los géneros *Wuninograptus*, *Apoglossograptus*, *Glossograptus*, *Cryptograptus*, y los últimos representantes del género *Tetragraptus* (*T. erectus*). La mayor parte de estos taxones, incluyendo a *P. elegans*, son formas pandémicas, mientras que una parte considerable de la fauna, especialmente los axonóforos, representa al biotopo epipelágico.

La graptofauna presente en la parte baja del miembro medio de la Formación La Cantera en la quebrada Don Braulio, y referida aquí a la Zona de *H. teretiusculus*, está dominada por formas epipelágicas (axonóforos), una buena parte de los cuales pasan desde la Zona de *P. elegans*. Taxones como *Apoglossograptus*, *Wuninograptus* y *Pterograptus* ya no están representados, mientras que los géneros *Cryptograptus* y *Glossograptus* siguen registrándose.

Aproximadamente 6 metros por encima de la asociación anterior, dentro del miembro medio de la Formación La Cantera, una graptofauna dominada por

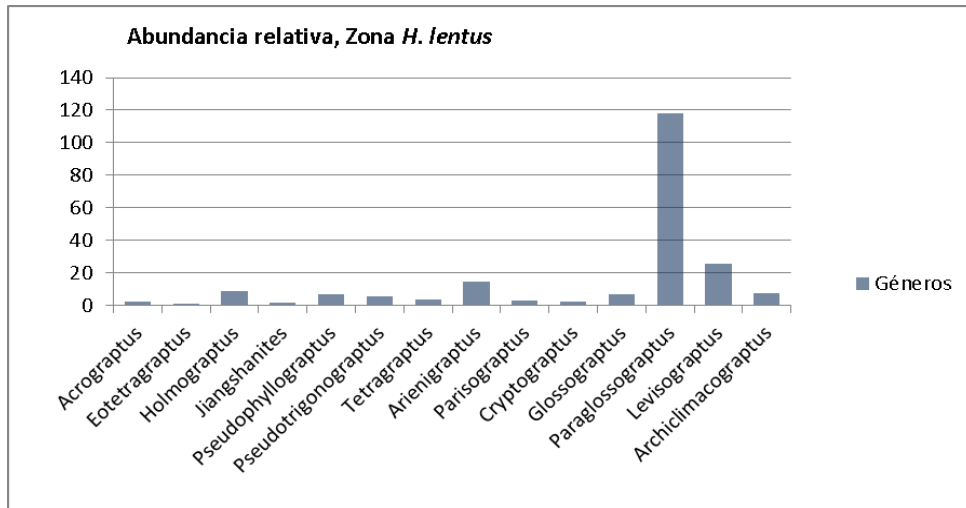
*Pseudazygograptus* sp., junto a escasos representantes de *Nemagraptus* cf. *N. gracilis*, *C. schaeferi* y *Thamnograptus* sp. es referida en forma provisoria a la Zona de *N. gracilis* del Sandbiano temprano. La asociación se encuentra preservada en areniscas finas a medias. El notable predominio del género *Pseudazygograptus* podría indicar una preferencia de esta especie, aún bajo estudio, con un ambiente más somero pero también podría indicar la pertenencia de la misma al biotopo epipelágico.

En los siguientes gráficos (Fig. 8.52 A, B, C, D, E, F) se puede observar la abundancia relativa de los géneros identificados en cada una de las biozonas registradas en este estudio.

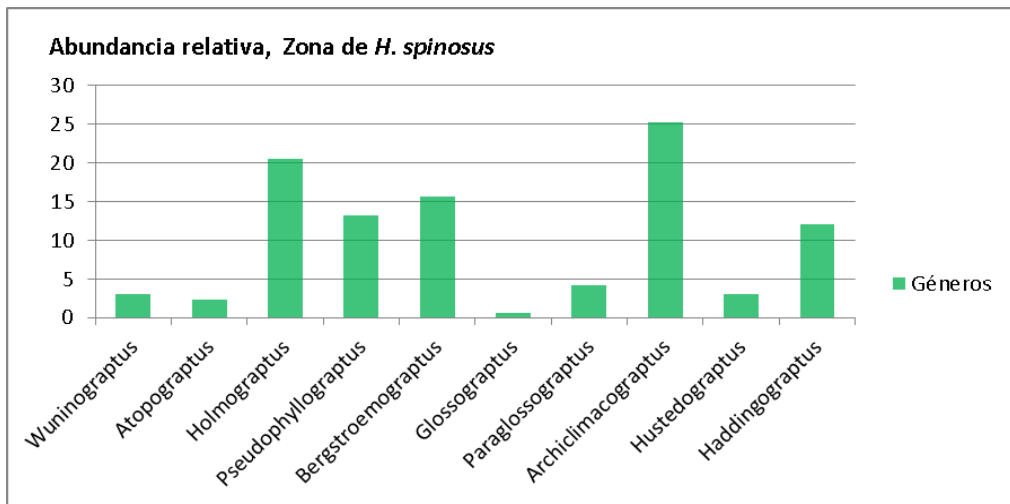


### 8.52.A

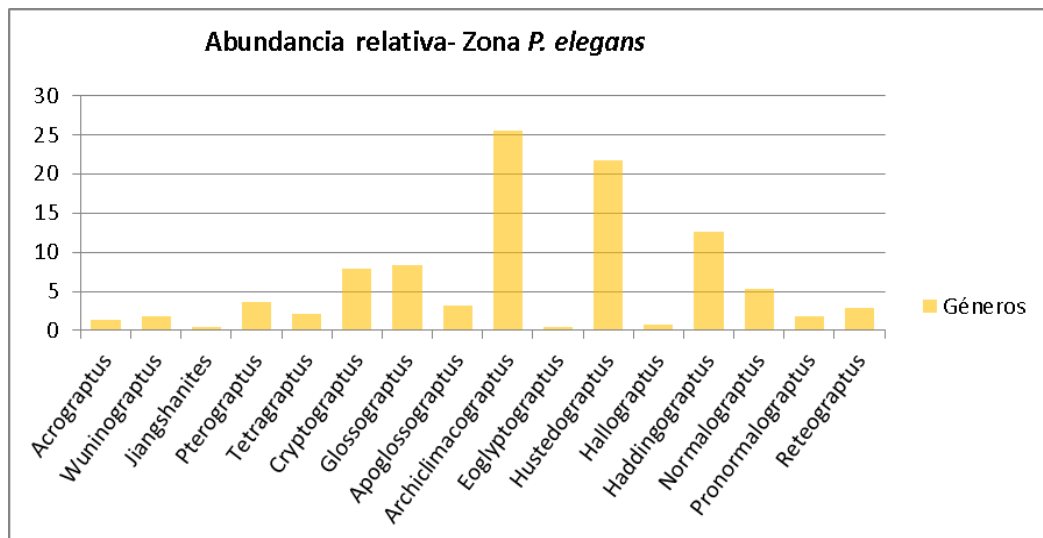
**Fig. 8.52.** A, B, C, D, E, F. Abundancia relativa de graptolitos en las biozonas registradas. A- Zona de *L. dentatus*; B-Zona de *H. lentus*; C-Zona de *H. spinosus*; D-Zona de *P. elegans*; E- Zona de *H. teretiusculus*, F- Zona de *N. gracilis*.



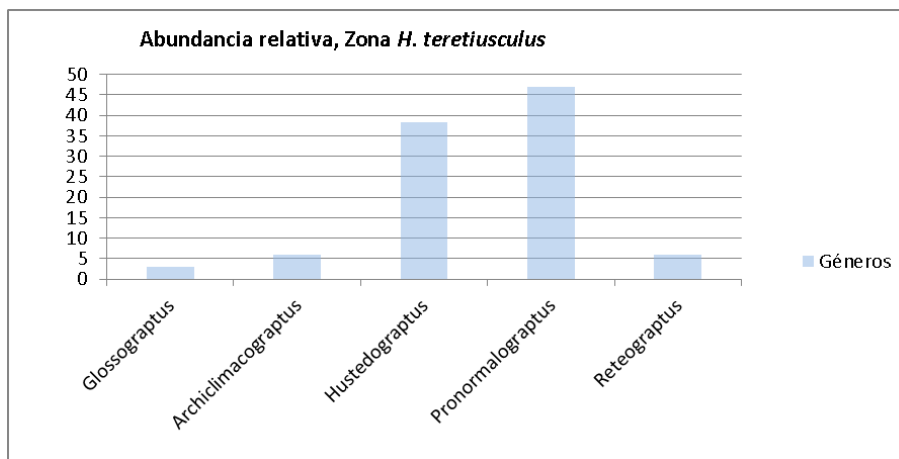
**8.52.B**



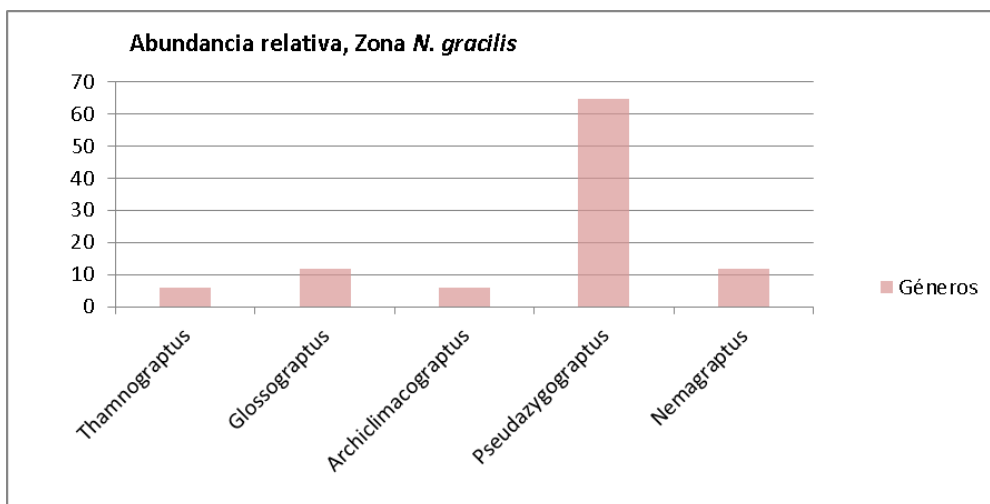
**8.52.C**



**8.52.D**



8.52.E



8.52.F

## **9. Fauna asociada**

Además de los graptolitos objeto del presente estudio, otras asociaciones de fósiles fueron recuperados en las unidades ordovícicas de la Sierra de Villicum. Las mismas, corresponden a organismos hallados en los planos de estratificación de las pelitas, junto a los graptolitos, como así también en aquellos niveles de granulometría mayor como areniscas bioclásticas y conglomerados.

A partir del residuo insoluble obtenido luego del tratamiento de las muestras en laboratorio para la obtención de microfósiles se recuperaron conodontes, gastrópodos, braquiópodos, placas de peces placodermos, entre otros.

En el caso de los niveles basales de la Formación Gualcamayo se hallaron en las tres secciones estudiadas y junto a los tubarios de los graptolitos, abundantes fragmentos de trilobites y braquiópodos quitinofosfáticos (inarticulados) además de filocáridos y quitinozoos.

En la sección de Don Braulio en el miembro medio de la Formación La Cantera se observaron abundantes colonias de briozoarios, braquiópodos y restos de trilobites.

En la sección de La Pola los estratos correspondientes a la Formación La Pola son de composición heterogénea estando conformados por conglomerados gruesos interestratificados con areniscas calcáreas amarillentas, con bioclastos entre los cuales se incluyen briozoarios, talos de algas rojas, braquiópodos, gastrópodos y crinoideos (Astini, 2001a) y conodontes (Heredia & Milana, 2010).

### **9.1-Conodontes**

#### **9.1.1-Generalidades del grupo**

Los conodontes son microfósiles que se hallan en rocas sedimentarias marinas. Conforman el aparato oral de un animal extinto, de cuerpo blando perteneciente a un grupo de cordados. Este animal tenía una simetría bilateral vermiforme y habitó los mares desde el Cámbrico Superior al Triásico Superior.



Los conodontes constituyen los únicos restos esqueléticos conocidos de ese animal y fueron descubiertos por Pander en 1856 en el Ordovícico de Estonia. Cada elemento posee un tamaño entre 300 $\mu$  y 1000 $\mu$  y está compuesto por fluorfosfato de calcio. La morfología que presentan es muy variada, tienen un brillo sedoso bajo luz reflejada y su peso específico oscila entre 2,84 y 3,10. Estos microfósiles poseen un color natural ambarino claro a oscuro, aunque es posible también hallarlos de color blanco, gris o incluso negro. La variación de su color se debe a la temperatura a la cual estuvieron sometidos los sedimentos que los contienen. Epstein *et al.* (1977) calibraron el rango térmico en el cual los conodontes adquieren un determinado color y reconocieron 6 valores de color de alteración-CAI (del inglés: *color alteration index*): 1, 1.5, 2, 3, 4 y 5 que se corresponden con valores de temperatura. Posteriormente, Rejebian *et al.* (1987) introdujeron tres valores más en la escala (6, 7 y 8). La modificación del color se da por la fijación del carbono hasta el CAI 5, por arriba del cual se produce una pérdida del carbono, recristalización del fluorfosfato y pérdida de agua. Este cambio de la coloración de los elementos es irreversible y le confiere la propiedad de ser utilizado como geotermómetros de amplio espectro (50°-600°C) para la exploración de hidrocarburos. Además, estos microfósiles son excelentes fósiles guía, tienen gran importancia en estudios bioestratigráficos de amplia resolución y en estudios paleoecológicos.

Estos microfósiles pueden ser aislados de rocas carbonáticas mediante el tratamiento con ácidos débiles (como acético o fórmico) ya que son insolubles a los mismos. Las diferentes técnicas empleadas para ello son detalladas por Stone (1987).

### **9.1.2- Antecedentes**

Entre los antecedentes en el estudio de conodontes en la sierra de Villicum, se pueden mencionar las contribuciones de Sarmiento (1985, 1987) quien identificó en los 2 últimos metros de la Formación San Juan y en los niveles inferiores de la Formación Gualcamayo, conodontes de la Zona de *Amorphognathus variabilis-Eoplacognathus pseudoplanus*; posteriormente, Sarmiento (1990, 1991) reinterpretó esa asociación registrando la biozona de *E. suecicus* para estos niveles.

En la Formación La Cantera, Albanesi *et al.* (1995) recuperaron elementos de diversos taxones entre ellos el conodonte guía *Eoplacognathus lindstroemi* y placas del arandáspido *Sacabambaspis janvieri*.

En la quebrada de La Pola, Heredia & Milana (2010) dieron a conocer una conodontofauna proveniente de los niveles bioclásticos superiores de la Formación La Pola, asignados a la Biozona de *Amorphognathus tvaerensis*, característica del Ordovícico Superior temprano (Sandbiano bajo). La identificación de *B. variabilis* permite reconocer la subzona homónima. La asociación mencionada en dicha contribución incluye a las especies: *Amorphognathus tvaerensis*, *Baltoniodus variabilis*, *Aphelognathus cf. politus*, *Eoplacognathus elongatus*, *Erismodus tipus*, *Erismodus sp.*, *Protopanderodus varicostatus*, *Plectodina sp.*

Más recientemente, Mestre (2014) realizó la bioestratigrafía de conodontes de los niveles superiores de la Formación San Juan y la parte inferior de la Formación Los Azules, en el área de Villicum, registrando la Zona de *Yangtzeplacognathus crassus*. Dicha autora identificó las especies *Ansella jemtlandica* (Löfgren), *Baltoniodus sp.*, “*Bryantodina*” aff. *typicalis* (Stauffer), *Cornuodus longibasis* (Lindström), *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva), *Drepanoistodus bellburnensis* Stouge, *Drepanoistodus costatus* (Abaimova), *Erraticodon cf. balticus* (Dzik), *Erraticodon hexianensis* An, *Fahraeusodus marathonensis* (Bradshaw), *Histiodella sp.*, *Lenodus variabilis* (Sergeeva), *Lenodus sp.*, *Oistodus lanceolatus* Pander, *Parapaltodus simplicissimus* Stouge, *Paroistodus horridus* Barnes & Poplawski, *Paroistodus horridus primus* Albanesi, *Paroistodus horridus secundus* Albanesi, *Paroistodus originalis* (Sergeeva), *Periodon macrodentatus* (Graves & Ellison), *Protopanderodus calciatus* Stouge & Bagnoli, *Protopanderodus rectus* (Lindström), *Pteracontiodus cryptodens* Mound, *Rossodus barnesi* Albanesi, *Scolopodus oldstockensis* Stouge, *Yangtzeplacognathus crassus* (Chen & Zhang).

Heredia *et al.* (2014) mencionaron una asociación de conodontes de la Zona de *Pygodus serra* (Subzona *Eoplacognathus robustus*) conformada por las especies *Eoplacognathus robustus* Bergström, *Baltoniodus prevariabilis* (Fåhræus), *Periodon aculeatus* Hadding, *Spinodus spinatus* (Hadding), *Drepanodus robustus* Hadding, *Panderodus* aff. *P. sulcatus*, *Protopanderodus rectus* (Lindström) y *Costiconus ethingtoni* (Fåhræus) proveniente de las areniscas basales de la Formación La Cantera, en la quebrada de Don Braulio.

### 9.1.3- Géneros y especies identificados

Debido a su importancia bioestratigráfica se mencionan e ilustran en este apartado algunas especies de conodontes identificadas en las unidades aflorantes en el área de estudio.

Los elementos conodontales provienen de muestras tomadas en los niveles de areniscas fosilíferas del miembro inferior de la Formación La Cantera, en la quebrada Don Braulio (muestra DBLC1) y de niveles de areniscas bioclásticas (muestras Fm LP1, FmLP2, FmLP3, FmLP4) de la Formación La Pola, quebrada de La Pola. Además, fueron observados elementos conodontales o moldes de los mismos en planos de estratificación de la Formación Gualcamayo en la quebrada de La Pola, junto a tubarios de graptolitos de la Zona de *P. elegans* (muestras LP11, DB 14; C2). La Clase Conodonta (Pander, 1856) del Phylum Chordata (Bateson, 1885b) incluye numerosos órdenes, familias y géneros. En el presente estudio se identificaron los siguientes géneros: *Aphelognathus* Branson, Mehl & Branson, 1951, *Baltoniodus* Lindström, 1971, *Drepanodus* Pander 1856, *Drepanoistodus* Lindström, 1971, *Eoplacognathus* Hamar, 1966, *Erismodus* Branson & Mehl, 1933, *Panderodus* Ethington, 1959, *Periodon* Hadding, 1913, *Plectodina* Stauffer, 1935, *Protopanderodus* Lindström, 1971, *Pygodus* Lamont & Lindström, 1957.

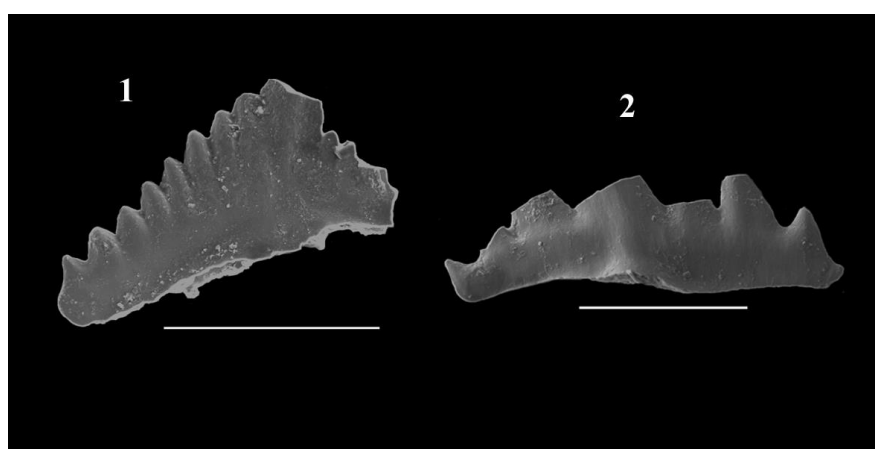
En los planos de estratificación de las pelitas del techo de la Formación Gualcamayo, en asociación con graptolitos de la Zona de *P. elegans*, se reconocieron elementos del aparato de *Pygodus anitae* Bergström en las tres secciones de estudio. La presencia de este taxón permitió el registro de la Zona *Eoplacognathus suecicus*, Subzona *P. anitae*, para dichos niveles.

La asociación de conodontes recuperada del miembro inferior de la Formación La Cantera (quebrada Don Braulio) se compone de los taxones *Eoplacognathus robustus* Bergström, *Baltoniodus prevariabilis* Fåhraeus, *Periodon* sp., *Protopanderodus* cf. *P. varicostatus*, *Drepanoistodus* sp. La presencia del conodonte *Eoplacognathus robustus* permite el registro de la Zona de *Pygodus serra* y de la Subzona *Eoplacognathus robustus*.

A partir de los niveles de areniscas calcáreas bioclásticas de la Formación La Pola, en la quebrada homónima, se recuperaron elementos de las especies *Aphelognathus* cf. *A. politus*, *Baltoniodus variabilis* Bergström, *Eoplacognathus elongatus*

Bergström, *Erismodus* sp., *Plectodina* sp., *Panderodus gracilis* Branson & Mehl, *Drepanoistodus suberectus* Branson & Mehl, ?*Protopanderodus rectus* Lindström, *Drepanodus* sp, de la Zona de *Amorphognathus tvaerensis*, subzona *Baltoniodus variabilis*.

La conodontofauna identificada en el área de estudio fue numerada bajo la sigla INGEO MP (Micropaleontología), correspondiente al repositorio del Instituto de Geología Emiliano Aparicio, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan.

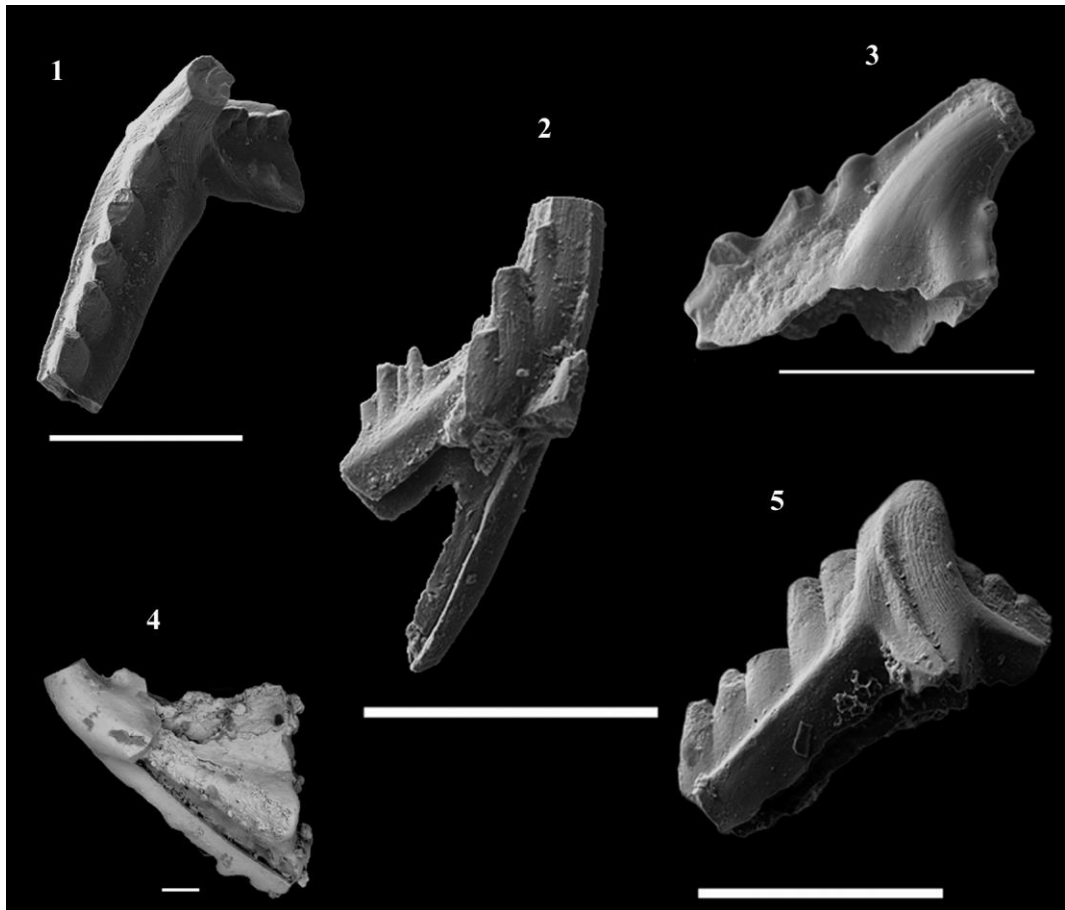


**Fig. 9.1.** *Aphelognathus* cf. *A. politus*, Formación La Pola (muestra FmLP4). MP 3806 (1, 2). Escala gráfica= 100µm.

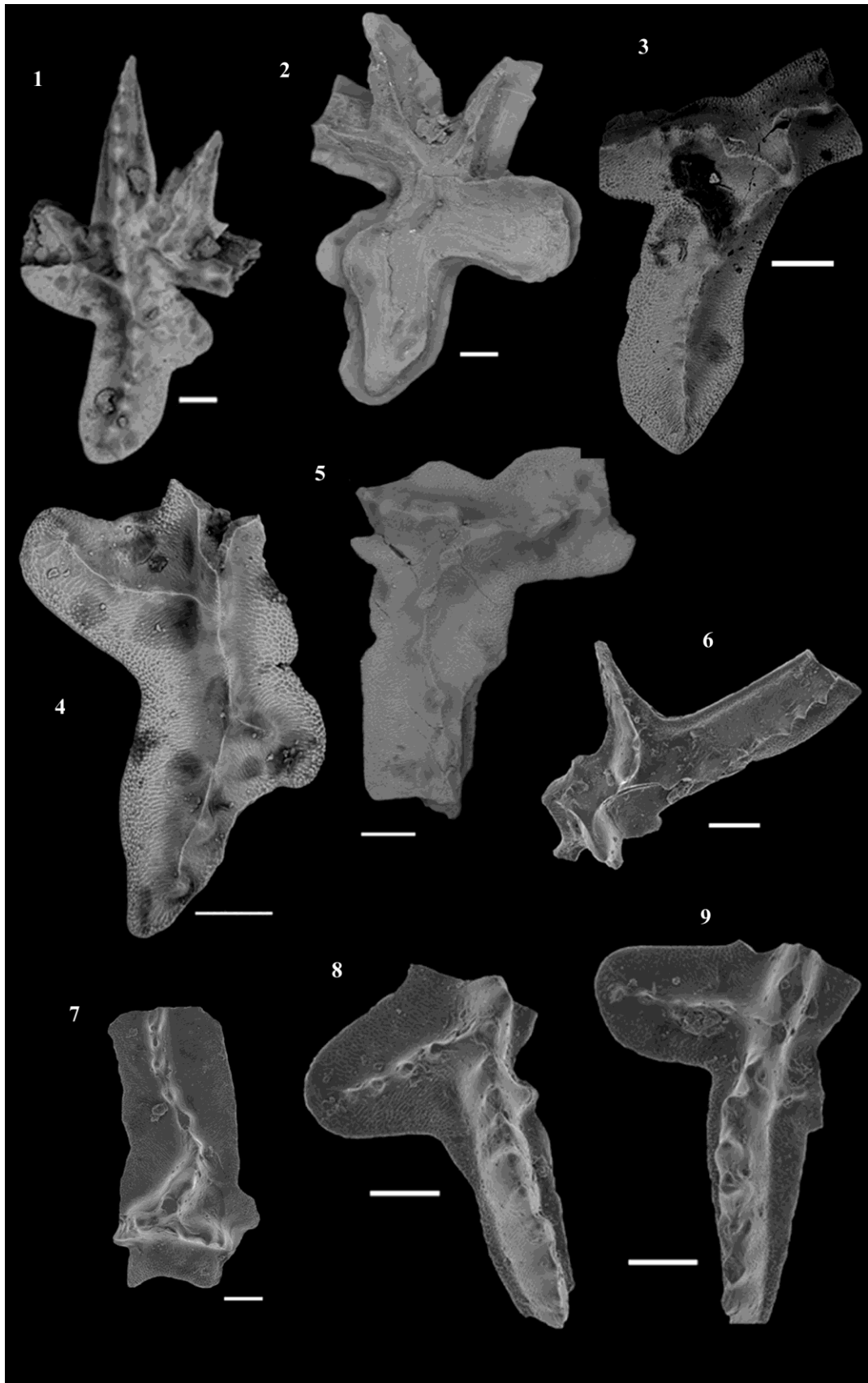


**Fig. 9.2.** *Baltoniodus prevariabilis*, Formación La Cantera. MP 3801 (1, 2, 3, 4), muestra DBLC1. Escala gráfica= 100µm.

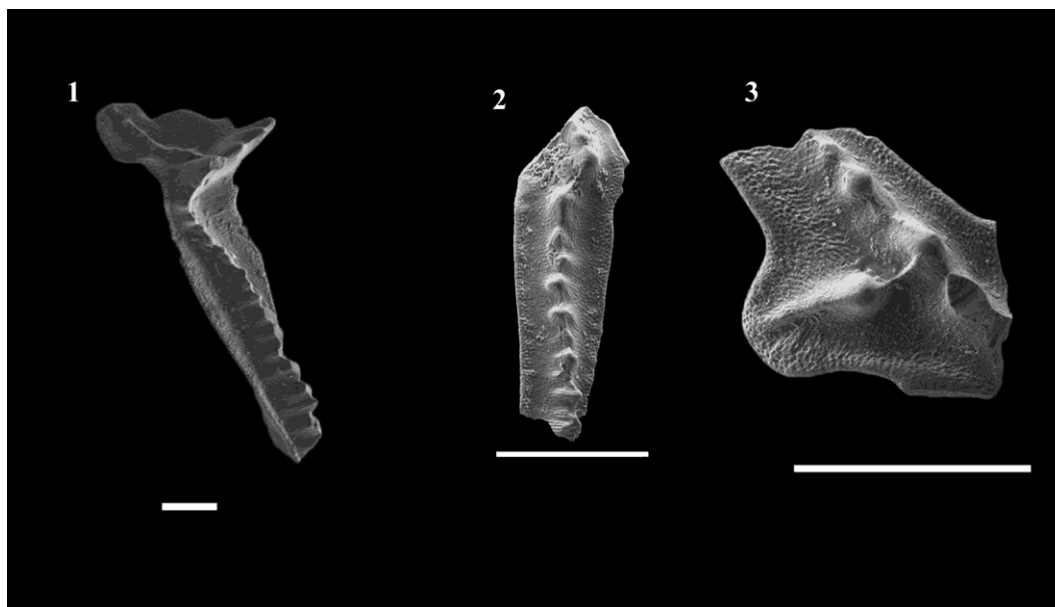




**Fig. 9.3.** *Baltoniodus variabilis*, Formación La Pola. 1, 2, 5: muestra LP2, MP 3807 (1, 2, 3); 3, 4: muestra LP4, MP 3808 (1, 2). Escala gráfica= 100µm.



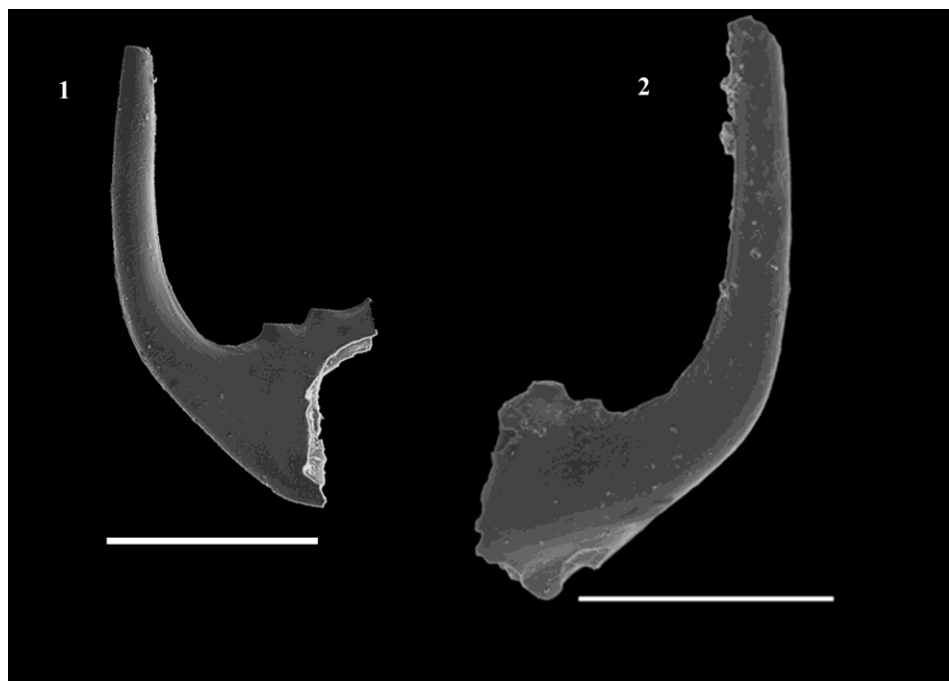
**Fig. 9.4.** *Eoplacognathus robustus* (1, 2, 3, 4, 5), Formación La Cantera. MP 3802 (1-5); *Eoplacognathus robustus* (6-9) MP 3600 (1, 2, 3, 4), muestra DBLC1. Escala gráfica= 100 $\mu$ m.



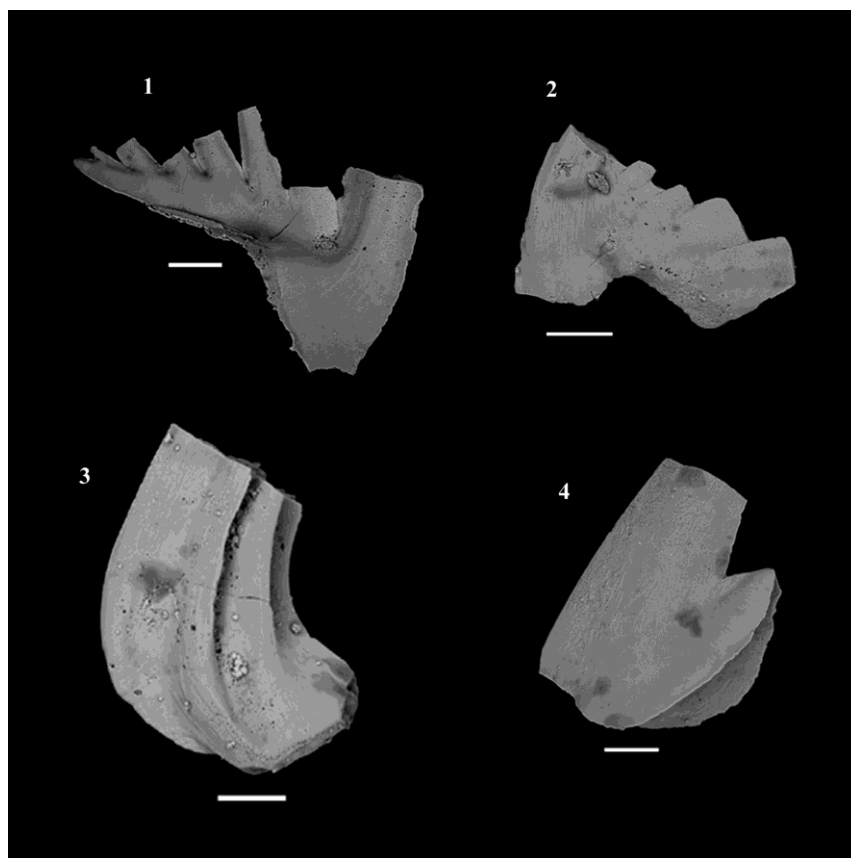
**Fig. 9.5.** *Eoplacognathus elongatus*, Formación La Pola; 1: LP2, MP 3809; 2, 3: LP1; MP 3810 (1-2). Escala gráfica= 100µm.



**Fig. 9.6.** *Erismodus* sp. Formación La Pola 1: LP2 MP 3811 (1); 2, 3: LP2, MP 3812 (1, 2); 4, 5, 6: LP4, MP 3813 (1, 2, 3). Escala gráfica= 100µm.



**Fig. 9.7.** *Plectodina* sp., Formación La Pola 1: LP2, MP 3814; 2: LP4 MP 3815. Escala gráfica= 100µm.

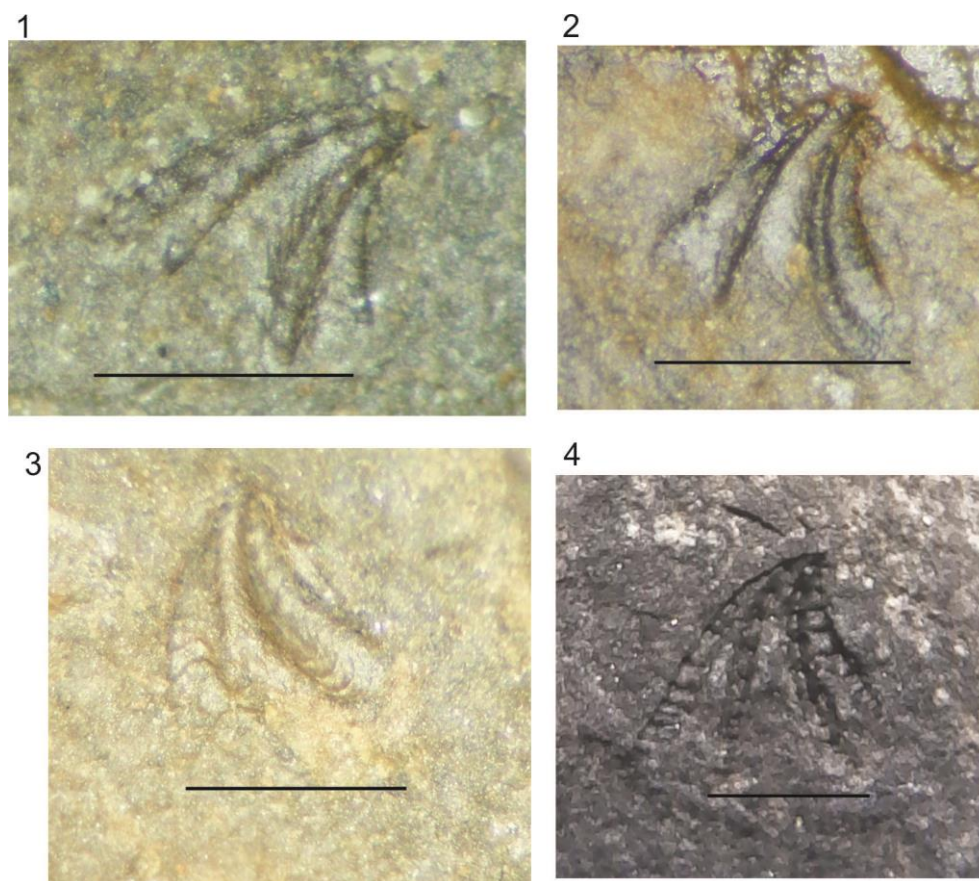


**Fig. 9.8.** 1, 2. *Periodon* sp., MP 3803 (1-2); 3. *Protopanderodus* cf. *P. varicostatus* (Sweet & Bergström), MP 3804 (1); 4. *Drepanoistodus* sp., MP 3805, Formación La Cantera. Muestra DBLC1. Escala gráfica= 100µm.



**Fig. 9.9.** 1 *?Protopanderodus rectus* (Lindström), MP 3816 (1). 2 *Drepanoistodus suberectus* (Branson & Mehl), MP 3817 (1). 5 *Drepanodus* sp. MP 3818 (1). 3, 4, 6 *Panderodus gracilis* (Branson & Mehl), MP 3819 (1, 2, 3) Formación La Pola. Escala gráfica= 100µm.





**Fig. 9.10.** *Pygodus anitae* Bergström, MP 3800 (1, 2, 3, 4) muestra LP 11. Formación La Pola. Escala gráfica= 1mm.

#### 9.1.4-Paleoecología de Conodontes

En 1959, Sweet *et al.* reconocieron por primera vez el provincialismo de conodontes y su modelo fue posteriormente discutido y reelaborado por diversos autores (e.g., Sweet & Bergström, 1962, 1984; Schopf, 1966; Bergström, 1971, 1990; Barnes *et al.*, 1973; Barnes & Fåhraeus, 1975; An, 1981; Lindström, 1984; Dzik, 1983; Ethington & Repetski, 1984; Pohler & Barnes, 1990; Bagnoli & Stouge, 1991).

El alto grado de endemismo que presentan algunos grupos fósiles fue reconocido con el término “Fauna” por Lindström (1976), quien lo introdujo para referirse a asociaciones de conodontes que identifican una unidad paleobiogeográfica. Sin embargo, su concepto es básicamente descriptivo y no resulta apropiado para diferenciar regiones faunísticas (Dzik, 1983), dado que sus faunas no están restringidas a un área geográfica o a un ambiente depositacional determinado.

Distintos autores propusieron diferentes modelos paleoecológicos. El primer modelo, elaborado por Seddon & Sweet (1971), sugiere que los conodontes fueron organismos de hábito de vida pelágico, con cierta estratificación de los taxones según la profundidad de la columna de agua. Un modelo alternativo (Barnes & Fåhraeus, 1975) interpreta que los conodontes eran organismos nectobentónicos y que se segregaban lateralmente en series de comunidades bien definidas. Este modelo requiere una dependencia marcada de los conodontes a las condiciones del fondo marino. Fåhraeus & Barnes (1975) compararon las proporciones de conodontes que habitaban aguas someras con aquellos de aguas más profundas, verificando que los depósitos de mares epíricos muestran una superposición entre comunidades de conodontes causada por cambios graduales en la profundidad del agua. A su vez, estudios detallados demuestran que la superposición de comunidades diferentes puede estar indicando transgresiones y regresiones de menor escala (Ji & Barnes, 1994). Debido a la elevada diversidad y variabilidad morfológica de los conodontes durante el Ordovícico, Zhen & Percival (2003) reconocen que los mismos ocupaban una gran parte de los nichos marinos disponibles, adoptando variados modos de vida. Estos autores proponen un modelo ecológico que combina atributos de modelos previos (estratificación lateral y vertical) para explicar los patrones de distribución de los conodontes.

En la sierra de Villicum, las asociaciones de conodontes sugieren una somerización progresiva de la cuenca. Así, la fauna de la Zona de *Y. crassus* estudiada por Mestre (2014) para el techo de la Formación San Juan y parte inferior de la Formación Gualcamayo puede referirse a la biofacies de *Periodon-Paroistodus*, originalmente definida por Stouge (1984) para el oeste de Terranova. La misma corresponde a ambientes marinos profundos, habiendo sido posteriormente localizada en diversas regiones del mundo, incluyendo la Precordillera argentina (Serra *et al.*, 2017b y referencias citadas). Géneros como *Periodon*, *Protopanderodus*, *Paroistodus* y *Yangtzeplacognathus* indican ambientes de plataforma externa, y en el caso de los tres primeros, también de talud (Stouge, 1984; Pohler, 1994; Mellgren & Eriksson, 2010; entre otros).

La presencia de los géneros *Baltoniodus* y *Eoplacognathus* en el miembro inferior de la Formación La Cantera (Heredia *et al.*, 2015) estaría indicando una plataforma media, menos profunda que la de la asociación de especies anterior, con algunos

componentes pelágicos más frecuentes en aguas profundas (*Drepanoistodus*, *Periodon*, *Protopanderodus*).

Las faunas de conodontes registradas por Heredia & Milana (2010) en la parte cuspidal de la Formación La Pola refiere a una plataforma media a proximal por la presencia de los géneros *Aphelognathus*, *Baltoniodus*, *Eoplacognathus* y *Erismodus*, con la intervención de taxones pelágicos frecuentes en ambientes de aguas profundas, como los géneros *Drepanodus*, *Drepanoistodus*, *Plectodina* y *Protopanderodus*.

### **9.1.5- Bioestratigrafía de Conodontes**

Los conodontes recuperados en las secciones de este estudio permitieron el registro de la Zona de *Eoplacognathus suecicus*-Subzona de *Pygodus anitae* y de la Zona de *Pygodus serra* -Subzona de *Eoplacognathus robustus*. Las subzonas de *E. foliaceus* y *E. reclinatus* de la parte inferior de la Zona *P. serra* no se han registrado hasta el momento en los sectores orientales de la Precordillera de Argentina. La asociación de conodontes proveniente de la Formación La Pola (quebrada de La Pola) pertenecen a la Zona *Amorphognathus tvaerensis*, como lo señalan Heredia & Milana (2010).

A partir de los datos bioestratigráficos aportados por los conodontes identificados se deduce la existencia de un hiatus entre las zonas *E. suecicus* y *P. serra*, y otro dentro de la Zona de *P. serra*, el cual indicaría un evento erosivo que abarca las dos primeras subzonas (*E. foliaceus* y *E. reclinatus*) previo al inicio de la Subzona de *E. robustus* (Heredia *et al.* 2015).

## **9.2-Trilobites**

Los trilobites se presentan en abundancia en los niveles inferiores de la Formación Gualcamayo en las tres secciones estudiadas. En la quebrada Cecilia en particular en la base de la Formación Gualcamayo la sucesión comienza con pelitas y calcipelitas de color gris oscuro a negro de estructura laminar, la cual presenta en los primeros centímetros un alto contenido de trilobites en su mayoría desarticulados (Torres, 2016).

En la sección de Don Braulio, Baldis & Beresi (1981) identificaron una asociación de trilobites en el miembro inferior de la Formación Gualcamayo compuesta por *Anamitella telecheai*, *Mendolaspis salagastensis*, *Illaeus?* sp., *Triarthrus* sp., *Trinucleidae*, *Asaphidae*, asociados con braquiópodos quitinofosfáticos (lingúlidos), ortocerátidos y restos de espongiarios. Esta asociación fue referida a la biofacies de Nileidos originalmente erigida por Fortey (1975) para el Arenig-Llanvir (Darriwiliano) de Spitsbergen. De acuerdo a este autor, esta biofacies es característica de ambientes de plataforma externa a talud.

En la misma sección Baldis, *et al.* (1984) estudiaron la fauna de trilobites presente en la transfacies. La asociación está compuesta por *Mendolaspis triangulares* nov.sp., *Kainisiella cuyana* nov. sp., *Australoharpes precordilleranus*, *Sanjuampis braulioli* nov. sp. Baldis & González (1986) mencionan la presencia de *Australoharpes precordilleranus* para el Ordovícico Inferior de la sierra de Villicum.

Baldis & González (1987) describieron la subfamilia Kainisiliellinae (Asaphidae) en la Formación Gualcamayo, en el sector de la sierra de Villicum. Los trilobites de dicha asociación pertenecen a la Zona de *Kainisiliella cuyana* la cual se caracteriza por la presencia de *Kainisiliella cuyana* Baldis & González, asociado con *Australoharpes precordilleranus* Baldis & González, *Bienvillia turneri* Baldis & Pöthe, *Neptunagnostella superba* Shergold, y *Mendolaspis sanjuaninus* Baldis.

Nuevas especies de trilobites pertenecientes a la Familia Shumardidae del Ordovícico de la Argentina fueron mencionados por Sarmiento & Rábano (1992) y Waisfeld *et al.* (2001).

Sarmiento (1987) menciona *Kainisiliella cuyana*, *Amphyx* sp. *Shumardia?* sp. y *Pliomerops* sp. en el miembro inferior de la Formación Gualcamayo en la quebrada Don Braulio.

En la quebrada de La Pola en la base de la Formación Gualcamayo, Torres (2016) reconoció una litofacies representada por pelitas negras y calcipelitas de color gris oscuro a negro con estructura laminar la cual presenta un alto contenido de trilobites. La mencionada autora describe además una segunda litofacies que sobreyace a la primera, la cual está compuesta por un delgado banco de caliza bioclástica con estructura masiva de color gris oscuro, el cual se encuentra intercalado entre las pelitas negras, donde la macrofauna está representada principalmente por trilobites y braquiópodos.

La presencia de la fauna de *Dalmanitina–Eohomalonothus* en la Formación Don Braulio (Baldis & Blasco, 1975) permitió asignar una edad hirnantiana a esta unidad. La fauna ha sido reconocida en las quebradas Don Braulio y de La Pola (Waisfeld & Vaccari, 2003), y recientemente, en la quebrada del Varves, una nueva localidad al sur de la quebrada Don Braulio (Halpern *et al.*, 2014) conjuntamente con restos de un odontopleurido, *Eoleonaspis?* sp. Este material procede de la parte inferior de la Formación Don Braulio y precede la entrada de *Metabolograptus persculptus*.

### 9.3- Braquiópodos

En las tres secciones estudiadas, en la base de la Formación Gualcamayo se identificaron abundantes ejemplares de *Obolus* Eichwald. Este género de braquiópodo quitino-fosfático corresponde a un tipo de lingúlido los cuales poseen conchillas inarticuladas, de composición quitinofosfática.

En el miembro medio de la Formación La Cantera en la sección de Don Braulio afloran niveles de arenisca bioclástica, que presentan un espesor máximo de 30 cm y en algunos casos llegando hasta los 3 cm. Estos niveles contienen abundantes valvas de braquiópodos y restos de trilobites. A partir de una muestra de estos niveles se recuperaron braquiópodos. Los fósiles en general están fragmentados pudiéndose reconocer escasas valvas con preservación adecuada. Se identificaron *Aegiromena* aff. *glacialis* y *Hesperorthis* sp. (Benedetto, com. personal), ambas formas también presentes en la Formación Don Braulio (Benedetto, 1998b). En esta muestra también son abundantes las colonias de briozoos ramosos y trilobites (calyménidos bien preservados con céfalos y pigidios), género y especie indet.

En los niveles superiores de la Formación La Pola Benedetto (2003b) menciona una asociación faunística compuesta por las especies *Gyptorthis* sp., *Dinorthis polaensis*, *Dinorthis* cf. *flabellum* y *Onniella inversa*, *Bicuspina* sp., *Atelelasma* sp., *Anchoramena cristata*, *Aporthophyla?* sp., *Sowerbyella* cf. *multipartita*, *Anoptambonites villicumensis*, *Glyptomena* cf. *sculpturata*, y *Rostricellula robusta*.

Una asociación de braquiópodos descrita originalmente por Levy & Nullo (1974) y referida luego como fauna de *Hirnantia* por Benedetto (1986), está presente en la



Formación Don Braulio y permite identificar la edad hirnantiana de esta unidad, conjuntamente con los trilobites mencionados en el ítem anterior y *Metabolograptus persculptus*.

## 9.4-Briozoos

Estos organismos corresponden a un *phylum* de animales acuáticos que poseen un celoma y un desarrollo colonial, con un hábito de vida incrustante. Cada colonia se denomina *zoario* y está compuesta por módulos denominados *zooides*. La gran mayoría de especies de briozoos son marinas y estenohalinas, habitando en aguas de salinidad normal (López Gappa & Sabattini, 2007).

Los briozoos habitan principalmente ambientes de plataforma continental y su mejor desarrollo se da en áreas ubicadas en regiones tropicales a subtropicales, ocupando indistintamente ambientes carbonáticos o silicoclásticos, posiblemente debido a su mayor tolerancia a ambientes con turbidez elevada (Carrera, 1997c).

La distribución de las colonias de briozoos está controlada por factores ambientales tales como el tipo de sustrato, la velocidad de las corrientes y la tasa de sedimentación, los cuales influyen además en la forma y dimensiones de los zoarios. Aquellas colonias laminares o incrustantes tienden a habitar ambientes de energía elevada, mientras que las morfologías ramosas o reticuladas habitan medios de energía moderada a baja (Schopf, 1969; Rider & Cowen, 1977; Jackson, 1991; entre otros).

La presencia de briozoos en Precordillera es importante y está asociada con unidades mixtas calcáreas-silicoclásticas del Ordovícico Medio a Superior (Carrera, 1997c; Benedetto *et al.*, 1999; Lenhert, 1990; Keller *et al.*, 1993).

Abundantes colonias de briozoarios fueron identificadas en el miembro medio de la Formación La Cantera en la quebrada Don Braulio. Las colonias se hallaron en una arenisca fina y presentan morfologías tubulares.

De acuerdo a Carrera (1997c) en la Formación La Cantera dominan las comunidades bentónicas.

Además, en las formaciones La Cantera y La Pola es significativa la abundancia de asociaciones de briozoos, las cuales sin embargo presentan una baja diversidad al ser

comparadas con aquellas pertenecientes a otras unidades ordovícicas, como son por ejemplo las formaciones San Juan y Las Aguaditas (Carrera, 2003).

Para la Formación Don Braulio, Halpern & Carrera (2014) describieron dos géneros de briozoos de edad hirnantiana, los cuales están asociados a la típica fauna de *Hirnantia* y corresponden a la primera asociación fosilífera registrada luego del evento glacial. Las características paleoecológicas de la asociación sugieren una depositación en ambientes de plataforma media con tasas intermedias a bajas de sedimentación y baja turbidez. Este hallazgo es el primer registro de briozoos hirnantianos de altas latitudes.

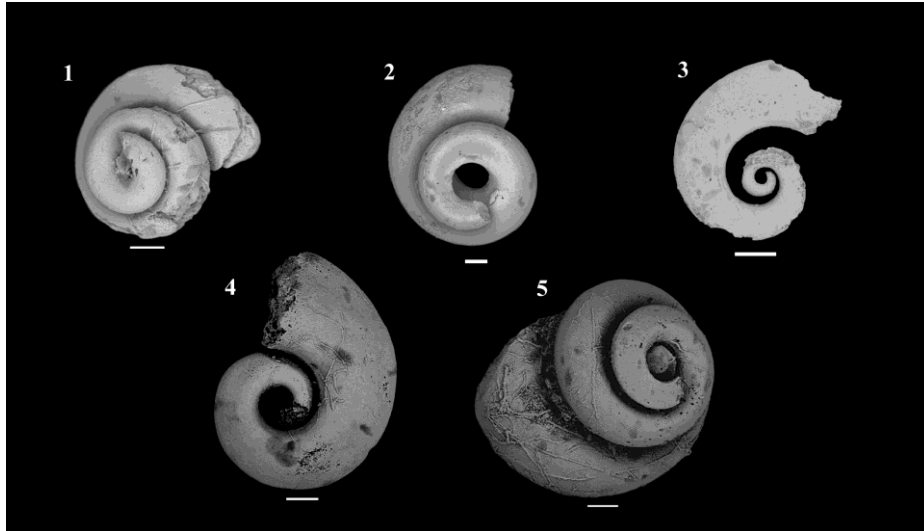
## 9.5-Gastrópodos

Una numerosa colección de conchillas de gastrópodos fue recuperada del miembro inferior y del miembro medio de la Formación La Cantera, a partir del residuo insoluble obtenido mediante tratamiento de muestras con ácido fórmico en laboratorio. El mayor número de ejemplares proviene de una muestra perteneciente al miembro inferior de la mencionada unidad. Algunos de los especímenes recuperados están completos, tienen la conchilla de color negro y se encuentran rellenos con sedimentos finos, tamaño de grano fino (arcilla) y coloración gris claro. En otros casos el material se presenta muy fragmentado, y se observan también algunos segmentos de moldes internos del organismo, de coloración gris clara.

El tamaño que presentan estos fósiles es del orden del milímetro o menores. Algunos presentan un tipo de enroscamiento cirtocónico (curvado menos de una vuelta) (Cyrtoneritomorpha?) mientras que otras formas son enroscadas simétricamente en un plano y desarrollan más de una vuelta. Se observan algunos ejemplares con morfología de espira abierta y otras cerradas (morfología discoidal) y en general las conchillas presentan superficies lisas. Además se identificaron algunas conchillas que desarrollan una espira enroscada en forma espiralada, posiblemente el estadio ontogenético temprano de un turriculado. Dichos morfotipos fueron descritos de acuerdo a Frýda & Rohr (2003).

La presencia de gastrópodos es considerado como indicativa de nivel de mar bajo (lowstand) y en consecuencia un ambiente de depositación somero (Lindskog *et al.*,

2015). Lo cual concuerda con el descenso relativo del nivel del mar a escala global ocurrido durante el Llanvirniano (=Darriwiliano), evidenciado en las curvas de Vail *et al.* (1977) y atribuida por Peralta (1993) como causa de la discontinuidad estratigráfica de la base de la Formación La Cantera.



**Fig. 9.11.** Gastrópodos recuperados a partir de muestras (areniscas calcáreas) de la Formación La Cantera, miembro inferior (1-2-3) y miembro medio (4-5).

## 9.6-Placas de peces placodermos

A partir del residuo insoluble resultante del tratamiento en laboratorio de muestras provenientes de la Formación La Pola, se obtuvieron numerosas placas de peces placodermos o fragmentos de las mismas.

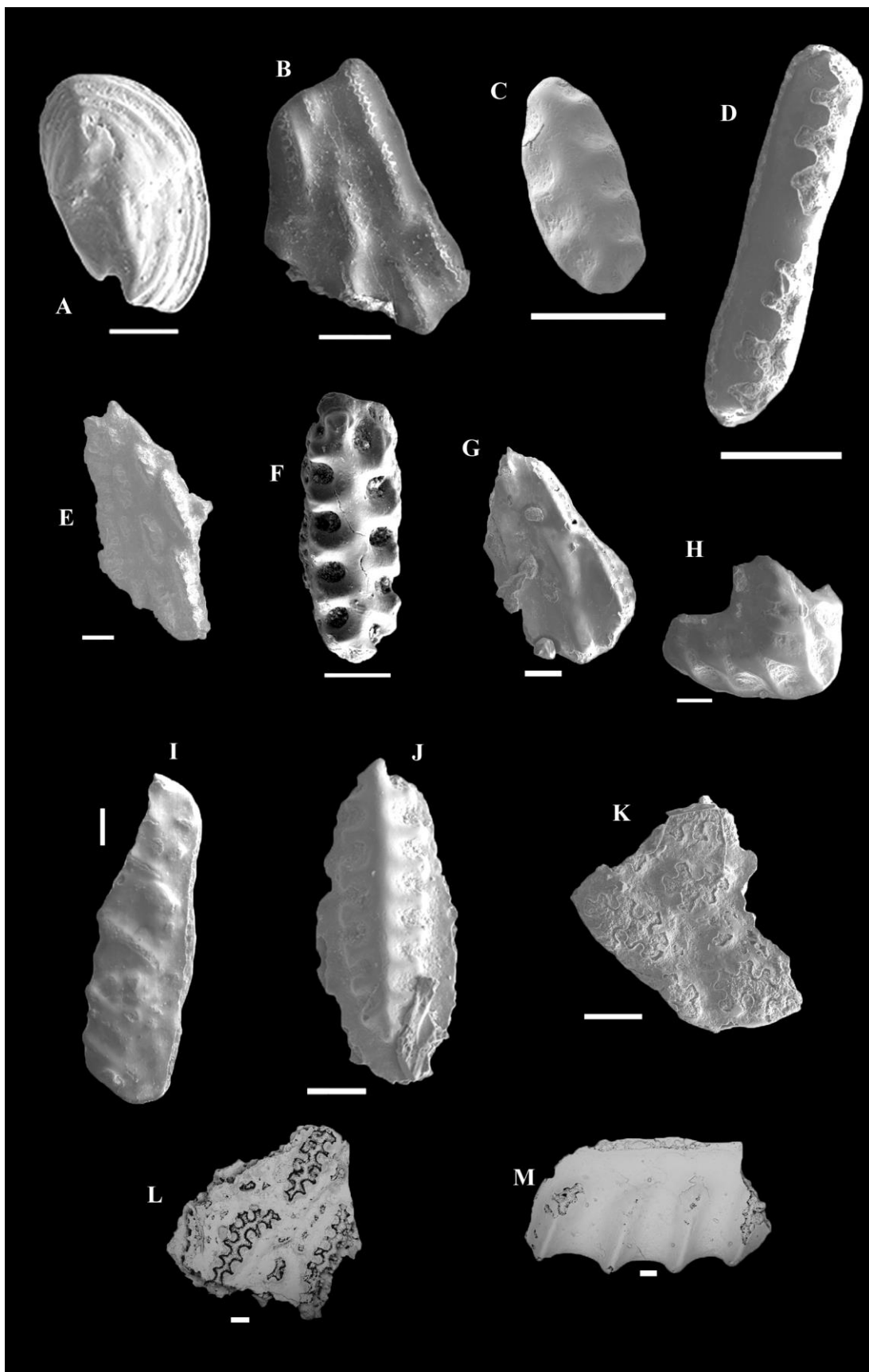
Entre el material recuperado se observaron al menos tres morfologías diferentes de placas. Las mismas fueron fotografiadas con microscopía electrónica de barrido (MEB) en el Instituto de Investigaciones Mineras. La mayoría de los fragmentos posiblemente pertenece al género *Sacabambaspis*. Albanesi *et al.* (1995) dieron a conocer ictiolitos y conodontes en clastos redepositados de la base de la Formación La Cantera (Darriwiliano alto) y determinaron la edad de *Sacabambaspis janvieri* Gagnier *et al.*, como el vertebrado más antiguo de Sudamérica.

El especialista Dr. Ivan Samson (comunicación personal) sugiere que parte del material de Villicum se asemeja a las placas del género *Apedolepis* (Ver Young,

1997). Las placas de esta colección podrían así representar varios géneros distintos de peces acorazados.

No obstante, existen variaciones morfológicas dentro de un mismo espécimen a lo largo del cuerpo y cola del pez, por lo cual no se descarta la posibilidad de que estas placas representen diferentes partes del sacabambaspido/ arandáspido en las cuales no se observa la típica ornamentación (Samson, com. pers.).

Estudios adicionales, remuestreos y fotografías en las cuales se observe la estructura interna de estos fragmentos, serían necesarias para realizar una diagnosis específica certera. En la fig. 9.13 se observan algunas de las placas recolectadas en este estudio.



**Fig. 9.13.** Placas de peces placodermos (Género *Sacabambaspis*) completas o fragmentos de las mismas, Formación La Pola, quebrada de La Pola. Escala gráfica= 100µm en todos los casos. A-MP 3821 (1) muestra LP3; B-MP 3822 (1), muestra



LP4; C- 3820 (1), muestra LP2; D-MP 3821 (2) muestra LP3; E-MP 3821 (3), muestra LP4; F-MP 3822 (2) muestra LP4; G- MP 3821 (4) muestra LP3; H-MP 3821 (5), muestra LP3; I- MP 3821 (6), muestra LP3; J- PI 3822 (3), muestra LP4; K- MP 3822 (4), muestra LP4; L-MP 3821 (7), muestra LP3; M- MP 3822 (5), muestra LP4.

## 9.7-Filocáridos

La Subclase Phyllocarida Packard 1879 pertenece al Subfilum Crustácea, Clase Malacostraca (del griego: *malakos*: "blando" y *ostrakon*: "concha"). Los filocáridos han sido clasificados como los más primitivos de la Clase Malacostraca (Calman, 1909). Son organismos que presentan un caparazón bivalvo y un abdomen con siete segmentos. En el Ordovícico este grupo está representado por el Orden Archaeostraca, varios de cuyos miembros se hallaron en América del Sur (Perú, Bolivia, Argentina), por ejemplo el género *Caryocaris*, con un registro fósil que se extiende desde el Ordovícico Inferior (Tremadociano) hasta el Ordovícico Medio (Darriwiliano) (Roccatagliata, *et al.*, 2007).

El registro de estos organismos y su descripción en secciones de toda Sudamérica fueron mencionados en una recopilación monográfica por Racheboeuf *et al.* (2000). Más precisamente en el ámbito de la Precordillera, en la Formación Los Azules, la especie *Caryocaris delicatus* (Racheboeuf *et al.*, 2000) es la que presenta mayor distribución. Por su parte, En los depósitos de la Formación Gualcamayo (quebrada de Los Saltitos, Guandacol) se registró la especie *Ivocaris saltitensis* sp. nov. (Racheboeuf *et al.*, 2009). Los autores mencionados también sugirieron que la amplia distribución global del género *Caryocaris* durante el Ordovícico estaría en concordancia con su posible modo de vida pelágico.

En las secciones objeto de este estudio, en la Formación Gualcamayo, se identificaron tanto moldes de filocáridos como fragmentos de especímenes indeterminados, con una preservación deficiente y formando parte de la fauna acompañante de los graptolitos y trilobites en los planos de estratificación de las pelitas negras.

## 10. Discusión

Los niveles inferiores de la Formación Gualcamayo en el área de estudio registran graptolitos de la Zona de *L. dentatus* correspondientes a la asociación superior o Subzona de *A. angulatus*, conjuntamente con trilobites de la Zona de *Kainisiniella cuyana* (Baldis & González, 1987) y conodontes de la Zona de *Y. crassus* (Mestre, 2014). Esta facies calcáreo pelítica se inicia durante el Darriwiliano inferior, vinculada al evento transgresivo del Ordovícico Medio que finaliza con la depositación carbonática en la Precordillera (*e.g.*, Baldis *et al.*, 1982; Heredia & Beresi, 1995; Astini, 2003), concomitante con un vulcanismo explosivo evidenciado por estratos de bentonitas potásicas (Huff *et al.*, 1998; Peralta & Beresi, 1999). En la sierra de Villicum esta transgresión comienza en el Darriwiliano inferior alto (Zona de *L. dentatus*) instalando un ambiente marino profundo con facies euxínicas donde se localizan pelitas y mudstones oscuros con un alto contenido de sulfuro de hierro y materia orgánica finamente diseminada, ricas en faunas pelágicas (*e.g.*, graptolitos, filocáridos, conodontes, trilobites) pero con ocasionales o ausentes formas bentónicas. Se trata de las llamadas “facies graptolíticas” que en la Precordillera están compuestas por graptolitos del biotopo epipelágico con colonias del biotopo de aguas profundas (*e.g.*, glossograptidos, isograptidos, arienigraptidos). La facies de Nileidos identificada por Baldis (1978) y Baldis & Beresi (1981) en estos estratos y la de *Periodon-Paroistodus* (Serra *et al.*, 2017b y referencias citadas) están también vinculadas a ambientes profundos.

Estas asociaciones permiten correlacionar los niveles inferiores de la Formación Gualcamayo en la sierra de Villicum con estratos equivalentes en la quebrada de La Corridita y puesto Los Álamos (río Gualcamayo), cerro Potrerillo (sierra de La Batea), quebrada Oculta (sierra de Los Cauquenes), y cerro La Chilca (Serra *et al.*, 2017 y referencias citadas) y con los afloramientos de la sierra de Las Higueras, próxima a Salagasta en la Precordillera mendocina (Beresi *et al.*, 2017). Así mismo, es posible efectuar una correlación con la parte basal del miembro inferior de la Formación Los Azules expuesta en el faldeo occidental del cerro Viejo de Huaco y con los estratos más bajos del miembro inferior de la Formación Las Aguaditas en el cordón de Los Blanquitos, al suroeste de Jáchal (Serra *et al.*, 2017a). La porción inferior de la Formación Las Chacritas en la sierra de La Trampa, con escaso

contenido de graptolitos pero con conodontes de la Zona de *Y. crassus* (Serra *et al.*, 2015) es también equivalente a los niveles inferiores de la Formación Gualcamayo en la sierra de Villicum.

Los niveles medios de la Formación Gualcamayo contienen graptolitos de la Zona de *H. lentus*. La mayor parte de la asociación presente en la biozona anterior persiste en la Zona de *H. lentus*, pero el incremento de axonóforos es notable, apareciendo el género *Archiclimacograptus* como un componente cada vez más abundante en la graptofauna. Los trilobites ya no están presentes en estos niveles y la fauna de conodontes no ha sido estudiada.

Estratos equivalentes han sido estudiados en la parte cuspidal del miembro inferior de la Formación Los Azules en el cerro Viejo de Huaco (Brussa *et al.*, 2003; Ortega *et al.* 2007) y en la quebrada de La Corridita (Máspero Castro *et al.*, 2003)

Los primeros registros de *H. spinosus*, *A. woodwardi* y *B. crawfordi* se localizan en la parte superior de la sucesión de pelitas negras y grises de la Formación Gualcamayo. La asociación permite identificar la Zona de *H. spinosus* por primera vez para la Precordillera, indicando un incremento de los axonóforos en su composición faunística, con la aparición del género *Haddingograptus*. La búsqueda de conodontes en estos niveles ha sido infructuosa hasta el momento. Las zonas de *H. lentus* y *H. spinosis* refieren los estratos portadores al Darriwiliano medio y claramente indican la persistencia de facies de plataforma distal con elementos de los biotopos epipelágicos y de aguas profundas.

Niveles equivalentes han sido hallados sólo en la Precordillera Oriental hasta el presente, en bloques de calcarenitas dentro de la Formación Rinconada (Ortega *et al.*, 2016).

El tramo superior de la Formación Gualcamayo en la sierra de Villicum contiene graptolitos de la Zona *P. elegans* y conodontes en plano de estratificación de la Zona de *E. suecicus* (Subzona de *P. anitae*) del Darriwiliano tardío. La abundante y rica asociación de graptolitos está dominada por axonóforos y glossograptidos. Estas faunas se localizan en pelitas laminadas grises oscuras y claras en las quebradas Cecilia y Don Braulio, y en lutitas gris verdosas en la quebrada de La Pola. Las litologías mencionadas podrían estar ligadas a un ambiente ligeramente más somero que el precedente dentro de la Formación Gualcamayo, pero la presencia de formas pandémicas del biotopo de aguas profundas como *P. elegans* sugieren que el ambiente de sedimentación corresponde todavía a una plataforma distal.

Los graptolitos indican la presencia de un hiatus (H1) dentro de la Formación Gualcamayo, entre estos niveles y los estratos de pelitas negras infrayacentes que abarca la Zona de *N. fasciculatus*, no registrada hasta el momento en la Precordillera. Brussa *et al.* (2003) atribuyeron este hiatus a escasa sedimentación (“sediment starvation”) en facies distales.

Los estratos cuspidales de la Formación Gualcamayo en la sierra de Villicum son correlacionables con la porción inferior del miembro medio de la Formación Los Azules expuesta en el cerro Viejo de Huaco, con niveles equivalentes de la Formación Gualcamayo en el cerro Potrerillo y quebrada de La Corridita y de la Formación Sierra de La Invernada (Albanesi & Ortega, 2016 y referencias citadas).

La sedimentación pelítica es interrumpida por un evento erosivo atribuido por Peralta (1993a) a un descenso de nivel del mar, que deposita los conglomerados y areniscas basales de la Formación La Cantera. Recientemente, Heredia *et al.* (2015) reconocieron la presencia de la Zona de *P. serra* (Subzona de *E. robustus*) en el miembro inferior de dicha unidad, asignándole una edad darriwiliana tardía. La búsqueda de graptolitos en estos niveles ha sido infructuosa hasta el presente, pero se ha recuperado una valvifauna relativamente abundante. La presencia de los géneros *Baltoniodus* y *Eoplacognathus* en estos estratos basales de la Formación La Cantera sugiere una plataforma media, menos profunda que el ambiente depositacional de la precedente Formación Gualcamayo, con algunos componentes de aguas profundas como *Periodon*, *Drepanoistodus* y *Protopanderodus*. La presencia de un hiatus, identificado en esta investigación como H2, fue indicada por Heredia *et al.* (2014) considerando la ausencia de la parte inferior de la Zona de *P. serra* (subzonas de *E. reclinatus* y *E. foliaceus*).

La Zona de *H. teretiusculus* (Darriwiliano superior) fue erigida por Peralta (1993a) en el miembro medio de la Formación La Cantera, en una sucesión de areniscas y pelitas. El registro de axonóforos como formas dominantes junto a escasos glossograptidos y sigmagraptidos en el presente trabajo indica un ambiente de plataforma con predominio del biotopo epipelágico. Hasta el presente no se han hallado conodontes en estos niveles.

De acuerdo con la presencia de esta fauna de graptolitos los estratos inferiores del miembro medio de la Formación La Cantera son equivalentes a la parte superior del miembro medio de la Formación Los Azules del cerro Viejo de Huaco y miembro superior de la Formación Gualcamayo en el río Gualcamayo, quebrada de La

Corridita, a los niveles intermedios de la Formación Sierra de La Invernada en la sierra epónima y a estratos dentro de la Formación Estancia San Isidro en la Precordillera mendocina (Albanesi & Ortega, 2016 y referencias citadas).

En el miembro medio de la Formación La Cantera también fue localizada la Zona de *N. gracilis* (Peralta, 1993a, presente trabajo). Sin embargo, la ausencia de material diagnóstico (sólo se cuenta con ejemplares clasificados como *N. cf. N. gracilis* junto a una asociación escasa que no brinda precisiones bioestratigráficas) hace que la biozona sea referida en forma tentativa.

La Zona de *N. gracilis* se registra en diversas localidades de la Precordillera entre las que pueden citarse la quebrada de Las Aguaditas en el cordón de Los Blanquitos, el cerro La Chilca, las sierras de La Invernada y El Tontal, y la cuesta del Viento (Formación Yerba Loca) en las proximidades de Rodeo (Albanesi & Ortega, 2016).

Los próximos niveles fosilíferos se encuentran en la Formación La Pola donde se han descrito valvifaunas e ictiolitos, y se han mencionado graptofaunas referidas a las zonas de *N. gracilis* y *D. clingani* del Sandbiano tardío en bloques calcáreos dentro de esta unidad (Brussa, 1999). Los conodontes de la Zona de *A. tvaerensis* (Subzona de *B. variabilis*) descritos por Heredia & Milana (2010) para la Formación La Pola indican una edad sandbiana temprana. Los braquiópodos reconocidos por Benedetto (2003) para el tramo superior de esta unidad muestran afinidad con faunas escoto-apalachianas, careciendo de taxones típicamente gondwánicos. Estos depósitos resedimentados indican ambientes de alta energía y una somerización de la cuenca que se inicia ya en el Darriwiliano superior.

La Formación Formación Don Braulio sobreyace a la Formación La Pola mediante una discordancia erosiva y está vinculada al evento de glaciación fini-ordovícico (Peralta & Carter, 1990, entre otros) de alcance global. En la parte inferior de esta unidad se registran faunas de braquiópodos (fauna de *Hirnantia*), trilobites y graptolitos (Zona de *M. persculptus*) del Hirnantiano. Los niveles superiores de la formación contienen graptofaunas del Silúrico inferior (Peralta, 1985). Depósitos con estas graptofaunas fueron descritos para la Formación La Chilca en el cerro de El Fuerte y en la sierra de Talacasto. La fauna de *Hirnantia* también fue hallada en la Formación Trapiche en el área del río Gualcamayo (Benedetto, 2003; Albanesi & Ortega, 2016 y referencias citadas).



## 11- Conclusiones

### Graptolitos

- En el presente estudio se describen 14 familias, 33 géneros y 64 especies de graptolitos correspondientes al Orden Graptoloidea del Ordovícico Medio-Superior, recolectados en las formaciones Gualcamayo y La Cantera:

? *Etagraptus zhejiangensis*, *Acrograptus* cf. *A. ellesae*, *Acrograptus* cf. *A. euodus*, *Eotetragraptus quadribrachiatus*, *Anomalograptus?* sp., *Atopograptus woodwardi*, *Holmograptus bovis*, *Holmograptus spinosus*, *Holmograptus* sp. 1, *Holmograptus* sp. 2, *Jiangshanites?* sp., *Thamnograptus* sp., *Wuninograptus* sp., *Pseudophyllograptus* sp., *Pseudotrigraptus ensiformis*, *Tetragraptus bigsbyi*, *Tetragraptus* cf. *T. erectus*, ?*Tetragraptus reclinatus*, *Tetragraptus* sp., *Pterograptus elegans*, *Pseudobryograptus* sp., *Isograptus?* sp., *Parisograptus caduceus*, *Arienigraptus angulatus*, *Arienigraptus zhejiangensis*, *Arienigraptus* sp., *Bergstroemograptus crawfordi*, *Cryptograptus schaeferi*, *Cryptograptus antennarius*, *Glossograptus hincksii*, *Glossograptus* sp., *Apoglossograptus* cf. *A. parallelus*, *Paraglossograptus tentaculatus*, *Levisograptus austrodentatus*, *Levisograptus* cf. *L. dentatus*, *Levisograptus primus*, *Levisograptus* cf. *L. mui*, *Levisograptus* sp. 1, *Levisograptus?* sp., *Archiclimacograptus?* *ambiguus*, *Archiclimacograptus angulatus*, *Archiclimacograptus* cf. *A. columnas*, *Archiclimacograptus* cf. *A. marathonensis*, *Archiclimacograptus?* cf. *A.?* *pungens*, *Archiclimacograptus riddellensis*, *Archiclimacograptus* sp. 1, *Archiclimacograptus* sp. 2, *Archiclimacograptus* sp. 3, *Archiclimacograptus* cf. *A. modicellus*, *Eoglyptograptus* sp., *Hustedograptus teretiusculus*, *Hustedograptus vikarbyensis*, ? *Hallograptus echinatus*, *Haddingograptus oliveri*, *Haddingograptus* sp. 1, *Haddingograptus* sp. 2, *Reteograptus speciosus*, *Reteograptus geinitzianus*, ?*Normalograptus antiquus*, *Pronormalograptus acicularis*, *Pronormalograptus* sp., *Pseudazygograptus* sp., *Nemagraptus* cf. *N. gracilis*.

-*Holmograptus spinosus* (Ruedemann), *Atopograptus woodwardi*, ?*Hallograptus echinatus*, ?*Normalograptus antiquus* y *Pronormalograptus acicularis* se reconocen por primera vez para la Precordillera argentina.

- Se extiende el registro del género *Thamnograptus* Hall al Darriwiliano inferior alto (Zona de *L. dentatus*)

### **Conodontes**

-Elementos del conodonte *P. anitae* se identificaron en planos de estratificación, junto a graptolitos de la Zona de *P. elegans*, en la Formación Gualcamayo, quebradas de Don Braulio, de La Pola y Cecilia, permitiendo el registro de la Zona de *E. suecicus*, Subzona de *P. anitae*, para los niveles portadores

- Elementos de conodontes de la Zona de *P. serra*, Subzona de *E. robustus* fueron recuperados de las areniscas basales de la Formación La Cantera, en la quebrada de Don Braulio. Se reconocieron *Eoplacognathus robustus*, *Baltoniodus prevariabilis*, *Periodon* sp., *Protopanderodus* sp.

-En la Formación La Pola una asociación de conodontes compuesta por los taxones *Aphelognathus* cf. *A. politus*, *Baltoniodus variabilis*, *Eoplacognathus elongatus*, *Erismodus* sp., *Plectodina* sp., *Panderodus gracilis*, *Drepanoistodus suberectus*, fue recuperada a partir de muestras tomadas en niveles de areniscas calcáreas bioclásticas.

-En los niveles de areniscas bioclásticas de la Formación La Pola se hallaron entre otros microfósiles, placas de peces placodermos posiblemente pertenecientes al género *Sacabambaspis*.

- Las asociaciones de graptolitos recolectadas en la sierra de Villicum permiten reconocer seis biozonas del Ordovícico Medio y Superior: *Levisograptus dentatus*, *Holmograptus lentus*, *Holmograptus spinosus*, *Pterograptus elegans*, *Hustedograptus teretiusculus* y *Nemagraptus gracilis*, estas dos últimas

reconocidas en forma tentativa por no presentar asociaciones diagnósticas que permitan una identificación segura.

### **Quebrada Don Braulio**

Formación Gualcamayo: Zonas de *Levisograptus dentatus* (Subzona de *Arienigraptus angulatus*), *Holmograptus lentus* y *Pterograptus elegans*.

Formación La Cantera: Zonas de *Hustedograptus teretiusculus* y *Nemagraptus gracilis*.

### **Quebrada de La Pola**

Formación Gualcamayo: Zonas de *Levisograptus dentatus*, *Holmograptus lentus*, *Holmograptus spinosus* y *Pterograptus elegans*.

### **Quebrada Cecilia**

Formación Gualcamayo: Zonas de *Levisograptus dentatus* y *Pterograptus elegans*.

Formación La Cantera: Zonas de *Hustedograptus teretiusculus*.

- La Zona de conodontes de *Eoplacognathus suecicus*, Subzona de *Pygodus anitae* se identifica en el techo de la Formación Gualcamayo en las quebradas Cecilia, Don Braulio y de La Pola en asociación con graptolitos de la Zona de *Pterograptus elegans*.

- La Zona de *Pygodus serra*, Subzona de *Eoplacognathus robustus*, se localiza en la base del miembro inferior de la Formación La Cantera.

- De acuerdo con los graptolitos y conodontes mencionados la Formación Gualcamayo aflorante en la sierra de Villicum, se habría depositado durante el Darriwiliano inferior alto – superior bajo.

- La edad de la Formación La Cantera se extiende desde el Darriwiliano superior alto al Sandbiano inferior bajo.

- La Zona de *Levisograptus dentatus*, Subzona de *Arienigraptus angulatus* se reconoce claramente en la quebrada Don Braulio por la presencia de *A. angulatus* junto a *Levisograptus* cf. *L. dentatus*. La asociación contiene además *?Etagraptus zhejiangensis*, *Acrograptus* cf. *A. ellesae*, *Anomalograptus?* sp., *Holmograptus bovis*, *Holmograptus* sp. 1, *Pseudobryograptus* sp., *Jiangshanites* sp., *Thamnograptus* sp., *Pseudophyllograptus* sp., *Pseudotrigonograptus ensiformis*, *Eotetragraptus quadribrachiatus*, *?Tetragraptus reclinatus*, *Tetragraptus bigsbyi*, *Tetragraptus* sp., *Arienigraptus zhejiangensis*, *Arienigraptus* sp., *Isograptus?* sp., *Parisograptus caduceus*, *Cryptograptus antennarius*, *Glossograptus* sp., *Paraglossograptus tentaculatus*, *Levisograptus austrodentatus*, *Levisograptus primus*, *Levisograptus* cf. *L. mui*, *Levisograptus* sp. 1.

- La Zona de *Holmograptus lentus* se reconoce en la sierra de Villicum por la aparición del género *Archiclimacograptus* debido a la ausencia del fósil de zona, como sucede en otras áreas de la Precordillera.

-En la quebrada Don Braulio, la asociación de graptolitos de la Zona *H. lentus* está compuesta por: *Anomalograptus?* sp., *Holmograptus bovis*, *Jiangshanites* sp., *Pseudophyllograptus* sp., *Pseudotrigonograptus ensiformis*, *Isograptus* sp., *Arienigraptus angulatus*, *Arienigraptus* sp., *Parisograptus caduceus*, *Cryptograptus antennarius*, *Glossograptus* sp., *Paraglossograptus tentaculatus*, *Levisograptus austrodentatus*, *Levisograptus* cf. *L. dentatus*, *Levisograptus primus*, *Levisograptus* sp. 1, *Archiclimacograptus?* *ambiguus*, *Archiclimacograptus* sp. 1.

- En la quebrada de La Pola, la graptofauna perteneciente a la Zona de *H. lentus* incluye: *Anomalograptus?* sp., *Thamnograptus* sp., *Pseudotrigonograptus ensiformis*, *Holmograptus bovis*, *Holmograptus* sp. 1, *Eotetragraptus quadribrachiatus*, *Tetragraptus bigsbyi*, *Arienigraptus angulatus*, *Arienigraptus* sp., *Parisograptus caduceus*, *Paraglossograptus tentaculatus*, *Glossograptus* sp., *Cryptograptus antennarius*, *Levisograptus austrodentatus*, *Levisograptus* cf. *L. dentatus*, *Levisograptus primus*, *Levisograptus* sp. 1, *Archiclimacograptus* sp. 1, *Archiclimacograptus* cf. *A. marathonensis*.

- El hallazgo de *Holmograptus spinosus* permite reconocer la biozona homónima, siendo éste el primer registro para la Precordillera argentina.

-La asociación de graptolitos de la Zona de *H. spinosus* está integrada por las especies: *Atopograptus woodwardi*, *Holmograptus spinosus*, *Jiangshanites?* sp., *Thamnograptus* sp., *Pseudophyllograptus* sp., *Bergstroemograptus crawfordi*, *Paraglossograptus tentaculatus*, *Archiclimacograptus?* *ambiguus*, *Archiclimacograptus?* cf. *A.?* *pungens*, *Archiclimacograptus* cf. *A. marathonensis*, *Archiclimacograptus* sp. 2, *Haddingograptus* sp. 1 y abundantes fragmentos de estipes de sinograptidos indet.

- En la quebrada Don Braulio en los niveles portadores de graptofauna de la Zona de *P. elegans* se hallaron tubarios de: *Pterograptus elegans*, *Glossograptus hincksii*, *Cryptograptus schaeferi*, *Hustedograptus teretiusculus*, *Hallograptus echinatus*, *Pronormalograptus* sp., *Archiclimacograptus angulatus*.

- En la quebrada de La Pola, la asociación perteneciente a la Zona *P. elegans* está conformada por: *Acrograptus* cf. *A. euodus*, *Wuninograptus* sp., *Thamnograptus* sp., *Jiangshanites?* sp., *Pterograptus elegans*, *Tetragraptus* cf. *T. erectus*, *Cryptograptus schaeferi*, *Glossograptus hincksii*, *Apoglossograptus* cf. *A. parallelus*, *Archiclimacograptus riddellensis*, *Archiclimacograptus angulatus*, *Archiclimacograptus* cf. *A. columnus*, *Archiclimacograptus* sp. 3, *Eoglyptograptus* sp., *Hustedograptus teretiusculus*, *Hustedograptus vikarbyensis*, *Hustedograptus* sp., *?Hallograptus echinatus*, *Haddingograptus oliveri*, *Haddingograptus* sp. 2, *Reteograptus speciosus*, *Reteograptus geinitzianus*, *?Normalograptus antiquus* y *Pronormalograptus acicularis*.

-En la quebrada Cecilia la Zona de *P. elegans* se reconoce en los niveles superiores de la Formación Gualcamayo por la presencia de: *Wuninograptus* sp., *Pterograptus elegans*, *Cryptograptus schaeferi*, *Apoglossograptus* cf. *A. parallelus*, *H. teretiusculus*, *Reteograptus geinitzianus*, *Normalograptus* sp., *Eoglyptograptus* sp.

-La Zona de *H. teretiusculus* se registra en la base del miembro medio de la Formación La Cantera en la quebrada Don Braulio y niveles equivalentes en



quebrada Cecilia, la asociación de graptolitos compuesta por las especies: *A. cf. A. modicellus*, *H. teretiusculus*, *H. vikarbyensis*, *Pronormalograptus* sp., *R. speciosus*, *Reteograptus* sp., *Glossograptus hincksii*.

-La Zona de *N. gracilis* se registra a seis metros de la base del miembro medio de la Formación La Cantera en la quebrada Don Braulio, donde se identificaron *Pseudazyograptus* sp., *Nemagraptus* cf. *N. gracilis*, *Thamnograptus* sp., *Reteograptus* sp., sículas de *Cryptograptus* sp., estipes de nemagraptidos.

- La fauna de conodontes de la Zona de *Pygodys serra*, Subzona de *Eoplacognathus robustus*, está integrada por: *Eoplacognathus robustus* Bergström, *Baltoniodus prevariabilis* Fåhraeus, *Periodon* sp., *Protopanderodus* cf. *P. varicostatus* y *Drepanoistodus* sp.

- La asociación de conodontes, constituida por *Aphelognathus* cf. *A. politus*, *Baltoniodus variabilis*, *Eoplacognathus elongatus*, *Erismodus* sp., *Plectodina* sp., *Panderodus gracilis*, *Drepanoistodus suberectus*, proveniente de niveles de areniscas bioclásticas de la Formación La Pola indican una edad sandbiana.

- Las asociaciones de graptolitos de la Formación Gualcamayo corresponden a la biofacies de isograptidos de ambientes marinos profundos, referibles a plataforma distal considerando la presencia de glossograptidos e isograptidos, formas características del biotopo de aguas profundas.

- Las graptofaunas darriwilianas están constituidas por una mezcla de elementos del biotopo epipelágico y formas del biotopo de aguas profundas, éstas últimas más abundantes en la Zona de *L. dentatus*.

- La mayor parte de los integrantes de estas asociaciones de graptolitos son pandémicas. Unas pocas formas, como el género *Paraglossograptus*, están restringidas a bajas paleolatitudes (Provincia Pacífica).

- Las asociaciones de graptolitos de la base de la Formación Gualcamayo son compatibles con un evento transgresivo que inundó la plataforma carbonática durante el Ordovícico Medio en la Precordillera.
  
- La presencia de sículas, estadios tempranos de desarrollo y formas juveniles y maduras formando las tafocenosis de la Formación Gualcamayo, sin selección ni ordenamiento por forma o tamaño, indica la ausencia de corrientes de fondo.
  
- El pasaje de facies euxínicas representadas por pelitas negras con abundante sulfuro de hierro de la Formación Gualcamayo (zonas de *H. lentus* a *H. spinosus*) hacia pelitas grises laminadas (o verde grisáceas en la quebrada de La Pola) con fauna de la Zona de *P. elegans*, sugiere el comienzo de una etapa paulatina de somerización que culmina con la depositación de las areniscas y conglomerados basales de la Formación La Cantera.
  
- La presencia de un hiatus (H1) entre el Darriwiliano medio y el superior se documenta para la sierra de Villicum. Este hiatus está presente en algunas secciones de la Precordillera Central donde involucra, al menos, las zonas de *H. spinosus* y *N. fasciculatus*., vinculado por algunos autores a un nivel de mar alto con escasa sedimentación en facies distales. En la Precordillera Oriental este hiatus es más breve, registrándose la Zona de *H. spinosus*. La fauna de esta biozona en la sierra de Villicum indica la persistencia de facies profundas previas al hiatus H1.
  
- Los axonóforos se vuelven los elementos más abundantes a partir de la Zona de *P. elegans*, siendo las formas dominantes en la Zona de *H. teretiusculus*.
  
- El predominio del género *Pseudazygograptus* en la asociación de la Zona de *N. gracilis*, vinculado a facies de areniscas finas a medias, podría sugerir una preferencia por ambientes más someros.

## 12- Bibliografía

### A

- Aceñolaza, F. 1969. Carácteres geológicos y estratigráficos del sector septentrional de la Precordillera riojana. Zona de Los Llantenes, cerro Las Damas, Depto. General Sarmiento. *IV Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas I: 1-13.
- Aceñolaza, F. 1992. El Sistema Ordovícico de Latinoamérica. En: Gutiérrez-Marco, Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Publicación especial, Universidad de Extremadura: 85-118. España.
- Aceñolaza, F., Miller H., & Tosselli, A. 2002. Proterozoic Early Paleozoic evolution in western South America: A discussion. *Tectonophysics*, 354, 121-137.
- Albanesi G., & Ortega, G. 2002. Advances on conodont–graptolite biostratigraphy of the Ordovician System of Argentina. En: Aceñolaza, F. (Ed.): *Aspects on the Ordovician System of Argentina*. INSUGEO, Tucumán, *Serie Correlación Geológica* 16: 43–165.
- Albanesi, G., & Ortega, G. 2016. Conodont and Graptolite Biostratigraphy of the Ordovician System of Argentina. En: Montenari, M. (Ed.): *Stratigraphy & Timescales*, pp. 61–121. Elsevier Inc.
- Albanesi, G., Benedetto, J., & Gagnier, P. 1995. *Sacabambaspis janvieri* (vertebrata) y conodontes del Llandeiliano temprano en la Formación La Cantera, Precordillera de San Juan, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba 60: 519-543.
- Albanesi, G., Hünicken, M., & Barnes, C. 1998. Bioestratigrafía, Biofacies y Taxonomía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Tomo XII: 1-74.
- Albanesi, G., Ortega, G., Barnes, C., & Hünicken, M. 1999. Conodont- graptolite biostratigraphy of the Gualcamayo Formation (Middle Ordovician) in the Gualcamayo-Guandacol rivers area, Argentine Precordillera. En: Kraft, P., & Fatka, O. (Eds.): *Quo vadis Ordovician? Short papers of the 8<sup>th</sup> International Symposium on the Ordovician System* (pp. 45–48). Prague, 43(1-2): Acta Universitatis Carolinae Geologica.
- Albanesi, G., Bergström, S., Schmitz, B., Serra, F., Feltes, N., Voldman, G., & Ortega, G. 2013. Darriwilian (Middle Ordovician)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  chemostratigraphy in the Precordillera of Argentina: documentation of the middle Darriwilian Isotope Carbon Excursion (MDICE) and its use for intercontinental correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 389, 48–63.
- Allmendinger, R., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis C., & Isacks, B., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude, *Tectonics* 9(4): 789-809.
- Amos, A. 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9 (1): 5-38.

- An, T. X. 1981. Recent progress in Cambrian and Ordovician conodont biostratigraphy of China. En: Teichert, C., & Liu, L. (Eds.): Paleontology in China, 1979, *Geological Society of America*, Special Paper, 187: 209-225.
- Archer, J., & Skevington, D. 1973. The morphology and sysematics of '*Didymograptus*' *spinosus* Ruedemann, 1904, and allied species from the Lower Ordovician. *Geological Magazine*, 110, 43-54.
- Astini, R. 1986. Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas ordovícicas en el área de Guandacol y sus implicancias en la evolución paleogeográfica. Trabajo Final. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito).
- Astini, R. 1988. Consideraciones sedimentológicas de la Formación Yerba Loca, Ordovícico de la Precordillera Argentina. *2º Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 11-15. La Plata.
- Astini, R. 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, 851 p.
- Astini, R. 1992. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 315-327.
- Astini, R. 1993. Facies glaciogénicas del Ordovícico tardío (Hirnantense) de la Precordillera argentina. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geol.)* 88 (1-4) pp. 137-149.
- Astini, R. 1994a. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y cordón de Perico-Potrerillo), Precordillera Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(1-2): 55-70.
- Astini, R. 1994b. Análisis secuencial y paleoambiental de las pelitas negras (aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las secuencias carbonáticas eo-Ordovícicas en la Precordillera Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(1-2): 71-84.
- Astini, R. 1995. Sedimentología de la Formación Las Aguaditas (talud carbonático) y evolución de la cuenca precordillerana durante el Ordovícico medio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4), 143-164.
- Astini, R. 1997. Las unidades calcáreas del Ordovícico medio y superior de la Precordillera Argentina como indicadores de una etapa extensional. *2º Jornadas de Geología de Precordillera*, San Juan, Actas, pp. 8-14.
- Astini, R. 1998. Algunos ejemplos de discordancias de inundación y regresiones forzadas inducidas por tectónica en el Ordovícico de la Precordillera. *VII Reunión Argentina de Sedimentología*, Salta, Acta: 104.
- Astini, R. 2001a. La Formación La Pola (Ordovícico Superior): relicto erosivo de la glaciación hirnantiana en la Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (4): 425-442.
- Astini, R. 2001b. Pavimentos estriados en la Formación Don Braulio y naturaleza de la Glaciación Hirnantiana (Ordovícico tardío) en la región andina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 8: 1-25.
- Astini, R. 2003. The Ordovician Proto-Andean basins. En: Benedetto, J. (Ed.): *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, pp. 1-74

- Astini, R., & Buggisch, W. 1993. Aspectos sedimentológicos y paleoambientales de los depósitos glaciogénicos de la Formación Don Braulio, Ordovícico tardío de la Precordillera Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 217-232.
- Astini, R., & Thomas, W. 1999. Origin and evolution of the Precordillera terrane of western Argentina: A drifted Laurentian Orphan. En: Ramos, V., & Keppie, J. (Eds.): *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper, 336: 1-20.
- Astini, R., & Vaccari, N. 1996. Las secuencias evaporíticas del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (1): 97-106, Buenos Aires.
- Astini, R., Benedetto, J., & Vaccari, N. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian, rifted, drifted and collide terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America*, Bulletin 107 (3): 253-273, Boulder.
- Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J., Vaccari, N., & Cañas, F. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos* (Buenos Aires), Actas 5: 293-324, Buenos Aires.

## B

- Bagnoli, G., & Stouge, S. 1991. Paleogeographic distribution of Arenigian (Lower Ordovician) conodonts. *Anais Academia Brasileira de Ciencias*, 63 (2): 171-183.
- Baldis, B. 1970. Estratigrafía del Devónico de la Precordillera sanjuanina entre los paralelos 30° y 32°. Tesis doctoral. Inédita.
- Baldis, B. 1978. Ensayo de análisis paleoecológicos con trilobites ordovícicos argentinos. *Ameghiniana*, 15, 3-14.
- Baldis, B., Uliarte, E., & Vaca, A. 1979. Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (4): 294-310.
- Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O., & Vaca, A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología*, Actas 4:399-445. Buenos Aires.
- Baldis, B., González, S., & Pires de Carvalho, M. 1984. Una fauna arenigiana de la sierra de Villicum (San Juan, Argentina) ubicada en transfacies calcáreo-pelíticas. *Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Actas, 68-72.
- Baldis, B., Peralta, S., & Uliarte, E. 1984. Geología de la quebrada Ancha y sus alrededores en área de Talacasto, Precordillera sanjuanina. *9º Congreso Geológico Argentino* (Bariloche) 4: 233-245.
- Baldis, B., Peralta, S., & Villegas, C., 1989. Esquematisaciones de una posible transcurrancia del Terrane de Precordillera como fragmento continental procedente de áreas Pampeano-Bonaerenses. Primera Reunión Internacional Proyecto 270 "Eventos del Paleozoico inferior en Latinoamérica", *Serie Correlación Geológica* 5, pp. 81-99. S. M. Tucumán.



- Baldis, B., & Beresi, M. 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina. *Anais do II Congresso Latinoamericano de Paleontología*, 2, 11-16. Porto Alegre. Brasil.
- Baldis, B., & Blasco, G. 1975. Primeros trilobites ashgillianos del Ordovícico Sudamericano. *I Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía*. 1: 33-48.
- Baldis, B., & Chebli, G. 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. *4º Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas, 1: 47-66, Buenos Aires.
- Baldis, B., & González, S. 1986. *Australoharpes precordilleranus* nov. sp. (Trilobita, Ptychopariida, Harpidae) del Ordovícico Inferior de la sierra de Villicum (Provincia de San Juan, Argentina). *5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Actas, 1: 73-79.
- Baldis, B., & González, S. 1987. Kainisiliellinae nueva subfamilia de Asaphidae del Ordovícico de la sierra de Villicum. *Cuarto Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Actas, 1, 59-73.
- Baldis, B., & Peralta, S. 1999. Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 215-238, Buenos Aires
- Baldo, E., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Galindo, C., Fanning, C., & Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism at the south-western margin of Gondwana: PT conditions and U-Pb SHRIMP ages from Loma de las Chacras, Sierras Pampeanas. *III South American Symposium on isotope Geology*, p. 642. Pucón, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Baldo, E., Fanning, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., & Galindo, C. 2003. U-Pb SHRIMP dating of thymolite volcanism in the Famatinian belt and K-bentonites in the Precordillera. En: Albanesi, G., Beresi, M., & Peralta, S. (eds.). Ordovician form de Andes. *Serie Correlación Geológica* 17: 185-189.
- Balhbuz, H., Breitzkreuz, C., Maletz, J., Moya, M., & Salfity, J. 1990. The Ordovician sedimentary rocks in the northern Puna of Argentina and Chile: New stratigraphical data based on graptolites. *Newsletters on Stratigraphy* 23 (2): 69-89. Berlin.
- Barnes, C., Rexroad, C., & Miller, J. 1973. Lower Paleozoic Conodont provincialism. En: Rhodes, F. (Ed.): *Conodont paleozoology*. Geological Society of America, Special Paper, 141: 157-190.
- Barnes, C., & Fåhræus, L. 1975. Provinces, communities and the proposed nektobenthic habit of Ordovician conodontophorids. *Lethaia*, 8 (2): 133-149.
- Bates, D., Kozłowska, A., & Lenz, A. 2005. Silurian retiolitid graptolites: Morphology and evolution. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50 (4): 705-720.
- Bateson, W. 1885a. Note on the later stages in the development of *Balanoglossus kowalevskii* (Agassiz), and on the affinities of the Enteropneusta. *Proceedings of the Royal Society of London* 38, 23-30.
- Bateson, W. 1885b. The ancestry of the Chordata. *Quarterly Journal of Microscopical Science* 26: 535-571.
- Bell, G. 1960. The occurrence of *Didymograptus callothea* and *Didymograptus spinosus* in Victorian Middle Ordovician slates. *Mining and Geological Journal*, 6, 67-70.

- Benedetto, J. 1986. The first typical Hirnantia fauna from South America (San Juan Province, Argentine Precordillera). En: Racheboeuf, P., & Emig, C. (Eds.): *Les brachiopods fossils et actuels Biostratigraphie du Paleozoique* 4: 439-447. Brest.
- Benedetto, J. 1987. Braquiópodos clitambonitáceos de la Formación San Juan (Ordovícico temprano), Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 24 (1-2): 95-108.
- Benedetto, J. 1990. Los géneros *Clifonia* y *Paramalomena* (Brachiopoda) en el Ashgilliano tardío de la Sierra de Villicum, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 27 (1-2), 151-159.
- Benedetto, J. 1993. La hipótesis de la aloctonía de la Precordillera Argentina: un test estratigráfico y biogeográfico. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 3: 375-384.
- Benedetto, J. 1998a. Early Palaeozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: their bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. En: Pankhurst, R., & Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication 142: 57-83.
- Benedetto, J. 1998b. Braquiópodos Caradocianos en los bloques de la diamictita glaciogénica de la Formación Don Braulio (Ashgilliano), Sierra de Villicum, Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 35 (3): 243-254.
- Benedetto, J. (Ed.). 2003a. Ordovician Fossils of Argentina. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba. 665 pp.
- Benedetto, J. 2003b. Braquiópodos del Caradociano temprano de la Formación La Pola, sierra de Villicum, Precordillera de San Juan (Argentina). *Ameghiniana*, 40: 33-52.
- Benedetto, J., & Astini, R. 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the early Paleozoic, *Second Symposium International Géodynamique Andine ISAG 93* (Oxford): 501-504. París.
- Benedetto, J., & Herrera, Z. 1986. Braquiópodos del Suborden Strophomenidina de la Formación San Juan (Ordovícico temprano), Precordillera de San Juan, Argentina. *4° Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, Actas* 1: 113-123.
- Benedetto, J., & Herrera, Z. 1987. El género *Platystrophia* King (Brachiopoda) en la Formación San Juan de la Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 24 (1-2): 51-59.
- Benedetto, J., Cañas, F., & Astini, R. 1986. Braquiópodos y trilobites de la zona de transición entre las formaciones San Juan y Gualcamayo, Provincia de La Rioja, Argentina. *4° Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, Actas* 1: 103-111.
- Benedetto, J., Herrera, Z., & Ortega, G. 1991. Bioestratigrafía del Ordovícico del flanco Occidental del Cerro Potrerillo, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46: 60-68.
- Benedetto, J., Racheboeuf, P., Herrera, Z., Brussa, E., & Toro, B. 1992. Brachiopodes et biostratigraphie de la Formación Los Espejos, Siluro-Devonien de la Precordillere (NW Argentine). *Geobios*, 25: 599-637.
- Benedetto, J., Sánchez, T., Carrera, M., Brussa, E., & Salas, M. 1999. Paleontological constraints on successive paleogeographic positions of Precordillera terrane during the early Paleozoic. En:

- Ramos, V., & Keppie, D. (Eds.): *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special paper 336.
- Bergström, S. 1971. Conodont Biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and eastern North America. En: Sweet, W., & Bergström, S. (Eds.): *Symposium on Conodont biostratigraphy*. Geological Society of America Memoir, 127: 83-157.
- Bergström, S. 1990. Relations between conodont provincialism and changing paleogeography during the Early Paleozoic. En: McKerrow, W. & Scotese, C. (Eds.): *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society of London Memoir, 12: 105-121.
- Bergström, S., Finney, S., Chen, X., Pålsson, C., Wang, Z., & Grahn, Y. 2000. A proposed global boundary stratotype for the base of the Upper Series of the Ordovician System: The Fågelsång section, Scania, southern Sweden. *Episodes*, 23, 102-109.
- Bercowsky, F., Vallecillo, G., & Lech, R. 1996. Facies de plataforma marina en la Formación Ansilta (Neopaleozoico), Precordillera, Provincia de San Juan, Argentina. *6º Reunión Argentina de Sedimentología*, 1, 199-204.
- Beresi, M. 1981. Fauna y ambiente en los sedimentos carbonáticos arenigianos de Talacasto, San Juan, Argentina. *VIII Congreso Geológico Argentino*, San Luis. Actas, 2: 399-417
- Beresi, M. 1986. Paleoecología y biofacies de la Formación San Juan, al sur del paralelo de 30 grados sur, Precordillera de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral (inédita) Universidad Nacional de San Juan. 400 pp.
- Beresi, M. 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*: 32-46.
- Berry, W. 1960. Graptolite faunas of the Marathon Region, West Texas. *University of Texas Publication*, 6005: 129 pp.
- Berry, W. 1962. Graptolite occurrence and ecology. *Journal of Paleontology* 36(2):285–293.
- Berry, W. 1964. The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway, Part 16, Graptolites.
- Berry, W. 1966. Zones and zones-with exemplification from the Ordovician. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 50, 1487-1500.
- Berry, W. 2010. Black shales: An Ordovician perspective. En: Finney, S., & Berry, W. (Eds.): *The Ordovician Earth System*, Geological Society of America Special Paper, 466, p. 141–147.
- Berry, W., & Boucot, A. 1972. Silurian graptolite depth zonation. *Proceedings of the 24th International Geological Congress*, Montreal, section 7, Paleontology. p. 59–65.
- Berry, W., & Wilde, P. 1990. Graptolite Biogeography: Implications for Palaeogeography and Palaeoceanography. *Geological Society, London Memoirs* 12: 129–137.
- Berry, W., Wilde, P., & Quinby-Hunt, M. 1987. The graptolite habitat: An oceanic non-sulfide low oxygen zone?. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 35:103–113.
- Bodenbender, G. 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, Mendoza y de las sierras centrales de la República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*. 18: 203-262.

- Bond, G., Nickelson, P., & Kominz, M. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 70:325-345.
- Bordonaro, O., Keller, M., & Beresi, M. 1993. Reordenamiento estratigráfico del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. *13º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos* (Mendoza), 2: 12-19.
- Borrello, A. 1963. *Fremontella inopinata* n. sp. del Cámbrico de la Argentina. *Ameghiniana*, 3: 51-55.
- Borrello, A. 1965. Sobre la presencia del Cámbrico inferior olenellidiano en la Sierra de Zonda, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana* 3(10) (1964): 313-318. Buenos Aires.
- Borrello, A. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Anales* 14:1-136, Buenos Aires.
- Borrello, A., & Gareca, P. 1951. Sobre la presencia de *Nemagraptus Gracilis* (Hall) en el Ordovícico del Norte de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, VI, Nº 3 pp. 187-193. Buenos Aires.
- Bouček, B. 1973. Lower Ordovician graptolites of Bohemia. 185 pp. Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, Prague.
- Boyer, S., & Elliott, D. 1982. Thrust systems. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 66: 1196-1230.
- Bracaccini, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 258.
- Bracaccini, O. 1950. Observaciones estratigráficas en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* Nº5, (1): 5-14. Buenos Aires.
- Bracaccini, O. 1964. Geología estructural de la zona cordillerana de las provincias de Mendoza y Neuquén. Contrato 1103, Inc. Nº 14, Dirección General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires.
- Branson, E., & Mehl, M. 1933. Conodont studies Nº. 2: Conodonts from the Joachim (Middle Ordovician) of Missouri; Conodonts from the Plattin (Middle Ordovician) of Missouri; Conodonts from the Maquoketa-Thebes (Upper Ordovician) of Missouri; A study of Hinde's types of conodonts preserved in the British Museum. *University of Missouri Studies* 8:77-167.
- Branson, E., Mehl, M., & Branson, C. 1951. Richmond conodonts of Kentucky and Indiana. *Journal of Paleontology*, v. 25, p. 1.17, Pl. 1-4.
- Brenchley, P. 1990. The late Ordovician extinction. En: Donovan, S. (Ed.) *Mass extinctions: processes and evidences*. pp. 104- 132. Belhaven Press, London.
- Brongniart, A. 1828. *Histoire des végétaux fossiles*. xii + 488 pp., 171 pls. F.G. Levrault, Paris.
- Bronn, H. 1849. Handbuch der Geschichte der Natur. Dritter Band, Zweite Abtheilung. II. Theil: Organisches Leben (Schluß). Index palaeontologicus oder Ueberblick der bis jetzt bekannten fossilen Organismen. 1106 pp. Schweizerbart, Stuttgart.
- Brussa, E. 1994. Las graptofaunas ordovícicas del sector central de la Precordillera Occidental sanjuanina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. 323 p. (Inédito).

- Brussa, E. 1996. Las graptofaunas ordovícicas de la Formación Las Aguaditas Precordillera de San Juan, Argentina, Parte I: Familias Thamnograptidae, Dichograptidae, Abrograptidae y Glossograptidae. *Ameghiniana*, 33: 421-434.
- Brussa, E. 1997a. La Biozona de *Paraglossograptus tentaculatus* (Graptolithina) en la Formación Sierra de La Invernada, Precordillera Occidental, Argentina. *Geobios* 30 (1): 15-29, Lyon.
- Brussa, E. 1997b. Graptolitos del Arenigiano tardío-Llanvirniano de la Formación Sierra de La Invernada, Precordillera Occidental sanjuanina, Argentina. Parte 1. *Ameghiniana*, 34, 357-372.
- Brussa, E. 1997c. Graptolitos del Arenigiano tardío-Llanvirniano de la Formación Sierra de La Invernada, Precordillera Occidental sanjuanina, Argentina. Parte 2. *Ameghiniana*, 34, 373-383.
- Brussa, E. 1999a. Nueva asociación de graptolitos caradocianos en la Formación La Cantera, sierra de Villicum, Precordillera argentina. *Reunión Anual de Comunicaciones Paleontológicas*. Resúmenes 7. Tucumán.
- Brussa, E. 1999b. El Género *Holmograptus* (Graptolithina) en el Ordovícico de la Precordillera Occidental, Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 14 (2), 183-190.
- Brussa, E. 2000. Una nueva asociación de graptolitos caradocianos en la Formación La Cantera, sierra de Villicum, Precordillera argentina. *Ameghiniana* 37 Suplemento: 7R.
- Brussa, E., Mitchell, C., & Astini, R. 1998. Late Yapeenian to Early Darriwilian graptolites faunas from Nazareno Creek, Guandacol region, Precordillera, Argentina. En: Gutierrez-Marco, J., & Rábano, I. (Eds.): *Sixth International Graptolite Conference*, Madrid, Temas Geológicos-mineros, 23: 158-160.
- Brussa, E., Toro, B., & Benedetto, J. 2003a. Biostratigraphy. En: Benedetto, J.L. (Ed.): *Ordovician fossils of Argentina*, Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, pp. 75-90
- Brussa, E., Mitchell, C., Ortega, G., Maletz, J., & Astini, R. 2003b. Middle Ordovician graptolite biostratigraphy from the Los Azules Formation at Los Gatos Creek, Central Precordillera, Argentina. En: Ortega, G. & Aceñolaza, G. (Eds.): *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Graptolite Conference and 2003 Field Meeting of the Subcommittee on Silurian Stratigraphy*, San Juan, *Serie Correlación Geológica* (INSUGEO), 18: 21-25, Tucumán.
- Buggisch, W., von Gosen, W., Henjes-Kunst, F., & Krumm, S. 1994. The age of Early Paleozoic deformation and metamorphism in the Argentine Precordillera. Evidence from K-Ar data. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Teil 1: 275-286.
- Buggisch, W., & Astini, R. 1993. The Late Ashgillian Ice Age: New evidence from the Argentine Precordillera. En: Banks & Veevers (Eds.) *Gondwana Eighth*, Findlay, Unrug, , pp. 439-447.
- Bulman, O. 1932. On the Graptolites prepared by Holm. 1- Certain Diprionidian graptolites and their development. *Arkiv för Zoologi*, 24A (8-9): 1-75, 18 pls.
- Bulman, O. 1936. *Rhaphidograptus*, a new graptolite genus. *Geological Magazine* 73(1), 19-26.
- Bulman, O. 1938. Graptolithina, 1-92. En: Schindewolf, O. (Ed.): *Handbuch der Paläozoologie*, vol. 2D. Borntraeger, Berlin.



- Bulman, O. 1955. Graptolithna with sections on Enteropneusta and Pterobranchia. En: Moore, R. (Ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part V, 1-101, Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, Kansas.
- Bulman, O. 1953. Some graptolites from the Ogygiocarys Series (4a) of the Oslo district. *Arkiv for Mineralogi och Geologi*, 1 (17): 509-518.
- Bulman, O. 1964: Lower Palaeozoic plankton. *Journal of the Geological Society of London* 120, 457-476.
- Bulman, O. 1970. Graptolithina with sections on Enteropneusta and Pterobranchia. Second edition. En: Teichert, C. (Ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part V, Geological Society of America and University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, V1-V157.
- Burmeister, H. 1876. Description physique de la République Argentine, d`après des observations personnelles et étrangères. F. Savy I: 1-395, París.

## C

- Caballé M., Alfaro, M., & Uriz, N. 2005. Subzona de *Undulograptus sinicus* (Graptolithina), Ordovícico, Formación Gualcamayo, Quebrada Oscar, Región de Guandacol, Precordillera, Argentina. *Actas XVI Congreso Geológico Argentino*.
- Cabeza Quiroga, J. 1942. Estudios geológicos de la sierra de Villicum (Provincia de San Juan). Tesis inédita, Museo de la Plata.
- Calman, W. 1909. Crustacea. En: Lankester, E. (Ed.): *A treatise on Zoology*, Vol 7. Adam and Charles black, London.
- Camacho, H., & Longobucco, M. (Eds.). 2007. Los Invertebrados fósiles. Tomos I y II. Fundación de Historia Natural Félix de Azara. Vázquez Mazzini Editores, Buenos Aires: 1-800.
- Cañas, F. 1995. Early Ordovician carbonate platform facies of the Argentine Precordillera: restricted shelf to open platform evolution. En: Cooper, J., Droser, M., & Finney, S. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77: 221-224.
- Cañas, F. 1999. Facies and sequences of the Late Cambrian - Early Ordovician carbonates of the Argentine Precordillera: a stratigraphic comparison with Laurentian platforms. In: Ramos, V., & Keppie, J. (Eds.): *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336: 43-62.
- Carrera, M. 1991. Los géneros *Selenoides* Owen y *Calathium* Billings (Receptaculitaceae) en el Ordovícico de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 28(3-4): 375-380.
- Carrera, M. 1995. El Género *Nicholsonella* (Bryozoa) en el Ordovícico de la Precordillera Argentina, su significado paleoecológico y paleobiogeográfico. *Ameghiniana* 32: 181-190.
- Carrera, M. 1997a. Significado paleoambiental de los poríferos y briozoos de la Formación San Juan (Ordovícico), Precordillera argentina. *Ameghiniana*, 34: 179-199.
- Carrera, M. 1997b. Análisis paleoecológico de la fauna de poríferos del Llanvirniano tardío de la Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 34(3): 309-316.

- Carrera, M. 1997c. Evolución y recambio de las faunas de poríferos y briozoos en el Ordovícico de la Precordillera argentina. *Ameghiniana* 34(3): 295-308.
- Carrera, M. 2001. Análisis de la distribución y composición de las biofacies de la Formación San Juan (Ordovícico temprano), Precordillera Argentina. *Ameghiniana* 38: 169-184.
- Carrera, M. 2003. The genus *Prasopora* (Bryozoa) from the Middle Ordovician of the Argentine Precordillera. *Ameghiniana* 40(2): 197-203.
- Carrera, M., & Astini, R. 1998. Valoración de las restricciones ambientales durante la transición Arenigiano-Llanvirniano, Ordovícico de la Precordillera Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 41-56.
- Carruthers, W. 1859. On the graptolites from the Silurian shales of Dumfriesshire with descriptions of three new species. *Annals and Magazine of Natural History* 33, 23–26.
- Carter, C. 1989. A Middle Ordovician Graptolite Fauna from near the contact between the Ledbetter Slate and the Metaline Limestone in the Pend Oreille Mine, Northeastern Washington State. En: Church, S., Frisken, J., & Wilson, F. (Eds.): *Interpretation of exploration geochemical data from the Ugashik, Bristol Bay and western Karluk Quadrangles, Alaska*. US Geological Survey Bulletin.
- Carter, C., & TAILLEUR, I. 1984. Ordovician graptolites from the Baird Mountains, Western Brook Range, Alaska. *Journal of Paleontology*, 58, 1: 40-57.
- Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C., Dahlquist, J., & Saavedra, J. 2012. A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana: *Geoscience Frontiers*, 3, 137-145.
- Chen, X., & Bergström, S. (Eds.). 1995: Base of the *austrodentatus* Zone as a level for global subdivision of the Ordovician. *Palaeoworld* 5, 1–117.
- Chen, X., Zhang, Y.-d., & Mitchell, C. 1995. Castlemainian to Darriwilian (Late Yushanian to Early Zhejiangian) graptolite faunas. En: Chen, X., & Bergström, S. (Eds.): *The base of the austrodentatus Zone as a level for the global subdivision of the Ordovician System*. Nanjing University Press.
- Chen, X., & Zhang, Y. 1996. Isograptids of China, 82–89. En: Wang, H., & Wang, X. (Eds.): *Centennial memorial volume of Prof. Sun Yunzhu (Y.C. Sun): palaeontology and stratigraphy*.
- Chen, X., Zhang, Y., & Mitchell, C. 2001. Early Darriwilian graptolite faunas in Central and western China. *Alcheringa* 25: 191-210.
- Chen, X., Zhang, Y., Bergström, S., & Xu, H. 2006. Hong-Gen Xu Upper Darriwilian graptolite and conodont zonation in the global stratotype section of the Darriwilian stage (Ordovician) at Huangnitang, Changshan, Zhejiang, China *Palaeoworld* 15: 150–170.
- Chen X., Zhang Y.-d., Li, Y., Fan, J., Tang, P., Chen, Q., & Zhang, Y. 2012. Biostratigraphic correlation of the Ordovician black shales in Tarim Basin and its peripheral regions. *Sci China Earth Sci*.
- Chen, X., Zhang, Y., Goldman, D., Bergström, S., Fan, J., Wang, Z., Finney, S., Chen, Q., & Ma, X. 2016. Darriwilian to Katian (Ordovician) Graptolites from Northwest China. *Advanced topics in Science and Technology in China*. Elsevier. 354 pp.

- Cisne, J., & Chandlee, G. 1982. Taconic Foreland Basin graptolites: age zonation, depth zonation, and use in ecostratigraphic correlation. *Lethaia*, 15: 343–363.
- Clark, T. 1924. The paleontology of the Beekmantown Series at Levis, Quebec. *Bulletin of American Paleontology* 10(41), 1–151.
- Clarkson, C. 1963. A new species of *Pseudoclimacograptus* from the Ordovician of Marathon, Texas. *Geological Magazine*, V.100, n 4: 352-360.
- Código Argentino de Estratigrafía. 1992. Comité Argentino de Estratigrafía, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 20. Asociación Geológica Argentina.
- Cooper, R. 1999. Ecostratigraphy, zonation and global correlation of earliest Ordovician planktic graptolites. *Lethaia*, Vol. 32, pp. 1-16. Oslo.
- Cooper, R., & Fortey, R. 1982. The Ordovician graptolites of Spitsbergen. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, Geology Series 36(3), 157-302.
- Cooper, R., & Sadler, P. 2010. Facies preference predicts extinction risk in Ordovician graptolites. *Paleobiology*, 36 (2), pp. 167-187.
- Cooper, R., Fortey, R., & Lindholm, K. 1991. Latitudinal and depth zonation of Early Ordovician graptolites, *Lethaia*, 24, 199-218.
- Cooper, R., Rigby, S., Loydell, D., & Bates, D. 2012. Palaeoecology of the Graptoloidea. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 112, 23–41.
- Cooper, R., Rigby, S., Bates, D., & Maletz, J. 2017. Part V, Second Revision, Chapter 6: Paleocology of the Pterobranchia (Cephalodiscida and Graptolithina). *Treatise Online* 86:1–16.
- Criado Roque, P. 1972. Bloque de San Rafael. In: Leanza, A.F. (ed.). *Geología Regional Argentina*, Córdoba: 72-295.
- Criado Roque, P. 1979. Subcuenca ded Alvear (Provincia de Mendoza). En: Turner, J. (Ed.): *II Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, I: 811-836.
- Criado Roque, P., & Ibáñez, G. 1979. Provincia Geológica Sanrafaelino–Pampeana. *2º Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, v. 1, pp. 837–869. Córdoba.
- Cuerda, A. 1965. Nota sobre la estratigrafía de la Sierra de Perico en la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19(4): 207-210, Buenos Aires.
- Cuerda, A. 1973a. Reseña del Ordovícico argentino. *Ameghiniana*, 10: 272-312.
- Cuerda, A. 1973b. Sobre la presencia del género *Zygograptus* (Graptolithina) en la Formación Gualcamayo. *Ameghiniana* 10(2): 191-195, Buenos Aires.
- Cuerda, A. 1981. Graptolitos del Silúrico inferior en la Formación Rinconada, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana* 18(3-4): 241-247, Buenos Aires.
- Cuerda, A. & Baldis, B. 1971. Silúrico-Devónico de la Argentina. *Ameghiniana*, 8: 128- 164. Buenos Aires
- Cuerda, A., & Furque, G. 1975. Nuevos datos sobre la paleobiogeografía de la Formación Gualcamayo, Ordovícico de la Precordillera. *Primer Congreso Argentino de Paleontología*, Actas 1: 49-57, Tucumán.

- Cuerda, A., & Furque, G. 1985. Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. *Primeras Jornadas sobre la Geología de la Precordillera* (San Juan), *Actas* 1: 113-116.
- Cuerda, A., & Ortega, G. 1982. *Loganograptus logani* (Hall) en la Precordillera de San Juan y La Rioja. *Ameghiniana* 19(3-4): 281-288, Buenos Aires.
- Cuerda, A., & Caminos, R. 1983. Los movimientos tectónicos en la Precordillera de San Juan. *Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 9(1-4): 143-152, La Paz.
- Cuerda, A., & Alfaro, M. 1986. Las graptofaunas de la Formación Gualcamayo en su localidad tipo, Precordillera de La Rioja. *Actas IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Simposio Bioestratigrafía del Paleozoico Inferior, 1: 31-43.
- Cuerda, A., & Ortega, G. 1987. El género *Isograptus* (Moberg) (Graptolithina) en la Formación Gualcamayo. *Ameghiniana* 24(3-4): 159-167, Buenos Aires.
- Cuerda, A. & Cingolani, C. 1998. El Ordovícico de la región del Cerro Bola en el Bloque de San Rafael, Mendoza: sus faunas graptolíticas. *Ameghiniana* 35 (4): 427-448.
- Cuerda, A., Arrondo, O., Morel, E., & Spalletti, L. 1990. Procesos de continentalización en el Devónico de la Precordillera. *Revista del Museo de La Plata* (NS) 10, Geología 89: 185-195, La Plata.
- Cuerda, A., Alfaro, M., Caballé, M., & Furque, G. 1994. *Dichograptus fasciculatus* nov. sp. (Graptolithina), Precordillera de San Juan República Argentina. *Ameghiniana* 31(1): 67-71, Buenos Aires.
- Cuerda, A., Alfaro, M., Caballé, M., & Furque, G. 1997. *Loganograptus flagellatus* nov. sp. (Graptolithina), en la Formación Gualcamayo (Ordovícico) Precordillera de San Juan, República Argentina. *Ameghiniana* 34(2): 201-205, Buenos Aires.

## D

- Dalla Salda, L., Cingolani, C., & Varela, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology* 20: 617-620.
- Dalziel, L. 1997. Neoproterozoic Paleozoic geography and tectonics: review hypothesis environmental especulations. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 16-42.
- Dalziel, L., Dalla Salda, L., & Gahagan, L. 1994. Paleozoic Laurentia- Gondwana interactions and the origin of the Appalachians – Andean mountain system. *Geological Society of American Bulletin*, 106: 243-252.
- Davis, J., Roeske, S., McClelland, W. & Kay, S. 2000. Mafic and ultramafic crustal fragments of the SW Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in Western Argentina. *Geology* 28: 171-174.
- Dean, W., Monod, O., Rickards, R., Demir, O., & Bultynck, P. 2000. Lower Palaeozoic stratigraphy, Karadere-Zirze area, Pontus Mountains, northern Turkey. *Geological Magazine*, 137, 555–582.
- Dzik, J. 1983. Relationships between Ordovician Baltic and North America Midcontinent conodont faunas. *Fossils and Strata* 15: 59-86.

**E**

- Egenhoff, S., & Maletz, J. 2007. Graptolites as indicators of maximum flooding surfaces in monotonous deep-water shelf successions. *Palaios* 22, 374-384.
- Ekström, G. 1937. Upper *Didymograptus* shale in Scania. Sveriges Geologiska Undersökning Serie C, Afhandlingar och uppsatser 403: 1-53.
- Elles, G. 1898. The graptolite fauna of the Skiddaw Slates. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*. 54, 523-4.
- Elles, G., & Wood, E. 1901-1918. A monograph of British graptolites. *Monograph of the Palaeontographical Society of London*. 539 p.
- Elles, G., & Wood, E. 1902. A monograph of British Graptolites. Part II - Dichograptidae. *Palaeontographical Society Monograph* 56 (265), i-xxviii, 55-102.
- Elles, G., & Wood, E. 1907. A monograph of British Graptolites. Part VI. *Palaeontographical Society Monograph* 61(297), xcvi-cxx, 217-272.
- Elles, G., & Wood, E. 1908. A monograph of British Graptolites. Part VII, *Palaeontographical Society Monograph* 62(305), cxxxi-cxlviii, 273-358.
- Emmons, E. 1855. American Geology, containing a statement of the Principles of the Science, with full illustrations of the characteristic American fossils also an atlas and a geological map of the United States. Part II. 251 pp.
- Epstein, A., Epstein, J., & Harris, L. 1977. Conodont colour alteration – an index to organic metamorphism. *Professional Paper of the U.S. Geological Survey* 995, 1-27.
- Erdtmann, B. 1976. Ecostratigraphy of Ordovician Graptoloids. En: *The Ordovician System*. Proc. Palaeont. Assoc. symp., Birmingham, September 1974, Univ. Wales Press, 621-643.
- Erdtmann, B. 1984. Outline ecostratigraphic analysis of the Ordovician graptolite zones in Scandinavia in relation to the palaeogeographic disposition of the Iapetus. *Geologica et Palaeontologica* 18, 9-15.
- Erdtmann, B. 1986. On the anisograptid affiliation of '*Dictyonema flabelliforme*' (Eichwald 1840) and its nomenclatorial consequences. En: Hughes, C., & Rickards, R. (Eds.): *Palaeoecology and Biostratigraphy of Graptolites*. *Geological Society Special Publication* 20: 21–25.
- Ethington, R. 1959. Conodonts of the Ordovician Galena Formation. *Journal of Paleontology* 33(2): 257–292.
- Ethington, R., & Repetski, J. 1984. Paleobiogeographic distribution of Early Ordovician conodonts in central and western United States, in Clark, D., ed. *Conodont biofacies and provincialism: Geological Society of America Special Paper* 196, p. 89–101.

**F**

- Fåhraeus, L., & Barnes, C. 1975. Conodonts as indicators of paleogeographic regimes. *Nature*, 258: 515–518.



- Fan, J., Peng, P., & Melchin, M. 2009. Carbon isotopes and event stratigraphy near the Ordovician Silurian boundary, Yichang, South China. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology* 276, 160- 169.
- Feltes, N., & Albanesi, G. 2013. The Periodon and Paroistodus conodonts biofacies in the lower member of the Las Aguaditas Formation (Middle Ordovician) Central Precordillera, Argentina. En: Albanesi, G., & Ortega, G. (Eds.): Conodonts from the Andes, Proceedings of the 3rd International Conodont Symposium & Regional Field Meeting of the IGCP project 591. pp. 17-23.
- Feltes, N., Serra, F., Ortega, G. & Albanesi, G. 2016. Graptolite and conodont faunas of Upper Ordovician (Sandbian) successions of the Argentine Precordillera: Biostratigraphic implications. *Geological Journal*, 1-22.
- Feltes, N., Serra, F., Ortega, G., & Albanesi, G. 2018. Graptolite and conodont faunas of Upper Ordovician (Sandbian) successions of the Argentine Precordillera: Biostratigraphic implications. *Geological Journal*. 1-22.
- Finnegan, S., Bergman, K., Eiler, J., Jones, D., Fike, D., Eisenman, I., Hughes, N., Tripathi, A., & Fischer, W. 2011. The magnitude and duration of Late Ordovician-Early Silurian glaciation. *Science* 331, 903–908.
- Finney, S. 1978. The affinities of *Isograptus*, *Glossograptus*, *Cryptograptus*, *Corynoides*, and allied graptolites. *Acta Palaeontologica Polonica* 23, 481–495.
- Finney, S. 1980. Thamnograptid, dichograptid and abrograptid graptolites from the Middle Ordovician Athens Shale of Alabama. *Journal of Paleontology* 54(6), 1184-1208.
- Finney, S. 1984. Biogeography of Ordovician graptolites in the southern Appalachians. En: Bruton, D. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System*. Palaeontological contributions from the University of Oslo, 295, 167-176.
- Finney, S. 1985. Nemagraptid graptolites from the Middle Ordovician Athens Shale, Alabama. *Journal of Paleontology* 59(5), 1100-1137.
- Finney, S. 1986. Graptolite biofacies and correlation of eustatic, subsidence, and tectonic events in the Middle to Upper Ordovician of North America. *Palaios*, 1, 435-461.
- Finney, S. 2007. A critical evaluation of evidence bearing on the Laurentian origin of the Cuyania terrane of Argentina. *Geologica Acta*, 5 (2), 127-158.
- Finney, S., & Chen, X. 1984. *Bergstroemograptus* n. gen. *crawfordi* (Harris) from the Ordovician of western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21(10), 1194-1199.
- Finney, S., & Bergström, S. 1986. Biostratigraphy of the Ordovician *Nemagraptus gracilis* Zone, En: Hughes, C., & Rickards, R. (Eds.): *Palaeoecology and biostratigraphy of graptolites*. Geological Society Special Publication N° 20, pp. 47-59.
- Finney, S., & Berry, W. 1997. New perspectives on graptolite distributions and their use as indicators of platform margin dynamics, *Geology*, 25(10), 919 – 922.
- Finney, S., & Peralta, S. 2000. Paleogeographic implications of the Early–Middle Ordovician graptolite faunas from North America and South America. *31th International Geological Congress*, Abstract. Río de Janeiro.

- Finney, S., Grubb B., & Hatcher R. 1996. Graphic correlation of Middle Ordovician graptolite shale, southern Appalachians: An approach for examining the subsidence and migration of a Taconic foreland basin. *Geological Society of America Bulletin* 108(3): 355-371
- Finney, S., Berry, W., Cooper, J., Ripperdan, R., Sweet, W., Jaconson, S., Soufiane, A., Achab, A. & Noble, P. 1999. Late Ordovician mass extinction: a new perspective from stratigraphic sections in central Nevada. *Geology* 27, 215–18.
- Finney, S., Gleason, J., Gehrels, G., Peralta, S., & Aceñolaza, G. 2003. Early Gondwanan Connection for the Argentine Precordillera Terrane. *Earth and Planetary Science, Letters*, 205: 349–359. *Elsevier*.
- Finney, S., Berry, W., & Cooper, J. 2007. The influence of denitrifying seawater on graptolite extinction and diversification during the Hirnantian (Latest Ordovician) mass extinction event, *Lethaia*, 40, 281 – 291.
- Fortey, R. 1975. Early Ordovician trilobite communities. *Fossils and Strata*, Nº 4, pp. 339- 360. Oslo.
- Fortey, R. 1984. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. En: Bruton, D. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System*. Palaeontological Contributions from the University of Oslo 295: 37-50. Oslo.
- Fortey, R., & Cocks, L. 1986. Marginal faunal belts and their structural implications, with examples from the Lower Palaeozoic. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 143, 1986, pp. 151-160, 7 figs. Northern Ireland.
- Fortey, R., & Cooper, R. 1986. A phylogenetic classification of the graptoloids. *Paleontology*, 29(4):631-654.
- Fowler, G. 1892. The morphology of *Rhabdopleura normani* Allm., 293–297. En: Leuckarts, R. (Ed.): *Festschrift zum 70ten Geburtstag Rudolf Leuckarts*. W. Engelmann, Leipzig.
- Frech, F. 1897. Lethaea geognostica oder Beschreibung und Abbildung für die Gebirgs-Formationen bezeichnendsten Versteinerungen. *Herausgegeben von einer Vereinigung von Palaeontologen I. Teil – Lethaea Palaeozoica*, 544–684. E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung, Stuttgart.
- Furque, G. 1958. El Ordovícico de la Precordillera Riojana. *Revista del Museo de la Plata* (Nueva Serie) Sección Geología, 4: 343-369.
- Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17 b, Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92, 72p. Buenos Aires.
- Furque, G. 1972. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*, pp. 237-282.
- Furque, G. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18 c, Jáchal, Provincia de San Juan. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, Buenos Aires, 164: 1-85.
- Furque, G., & Cuerda, A. 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias (Córdoba) 1: 455-522.
- Fryda, J., & Rohr, D. 2003. Gastropoda. En: Webby, B. *et al.* (Eds.): *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia University Press, New York.

**G**

- Ganis, G. 2005. Darriwilian graptolites of the Hamburg succession (Dauphin Formation), Pennsylvania, and their geologic significance. *Canadian Journal Earth Sciences*, 42: 791–813.
- Ganis, G., Williams, S., & Repetski, J. 2001. New biostratigraphic information from the western part of the Hamburg klippe, Pennsylvania, and its significance for interpreting the depositional and tectonic history of the klippe. *Geological Society of American Bulletin*, 113(1): 109–128.
- Gegenbaur, C. 1870. Grundzüge der vergleichenden Anatomie. Zweite, umgearbeitete Auflage. 892 pp. Wilhelm Engelmann, Leipzig.
- Giuliano, M. 2016. Biozonas y biofacies de conodontes y graptolitos en comarcas ordovícicas del Noroeste argentino. Tesis Doctoral. FCEFyN, UNC. Inédito. 259 págs.
- Ge, M., Zheng, Z., & Li. 1990. Research of Ordovician and Silurian graptolites and graptolite bearing strata from Ningxia and the neighbouring districts. Nanjing University Press, 1-190, 64 Pls.
- Geh, M. 1964. Some species of *Tetragraptus* from the Ningkuo Shale (Lower Ordovician) of Zheijiang (Chekiang). *Acta Palaeontologica Sinica*, 12: 367-410, Beijing.
- Goldman, D., Bergström, S., & Mitchell, C. 1995. Revision of the Zone 13 graptolite biostratigraphy in the Marathon, Texas, standard succession and its bearing on Upper Ordovician graptolite biostratigraphy: *Lethaia*, v. 28, p. 115–128.
- Goldman, D., Mitchell, C., Joy, M., 1999. The stratigraphic distribution of graptolites in the classic upper Middle Ordovician Utica Shale of New York State: an evolutionary succession or a response to relative sea-level change? *Paleo- biology*, 25, 273-294.
- Goldman, D., Maletz, J., Melchin, M., & Fan, J. 2013. Graptolite paleobiogeography. En: Harper, D., & Servais, T. (Eds): *Early Palaeozoic Biogeography and Palaeogeography*, Geological Society, London, Memoirs, 38, 415-428.
- González Bonorino, G. 1991. Evolución comparada de la Precordillera de San Juan en el Paleozoico temprano y del margen Atlántico de Norteamérica en el Mesozoico-Cenozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46: 10-19.
- González Bonorino, F., & González Bonorino, G. 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico temprano: terrenos bajo sospecha de ser autóctonos. *Revista Geológica de Chile*, 18: 97-107.
- Gutiérrez Marco, J. 2009. Hemicordados: Graptolitos. En: Martínez Chacón, M. & Rivas, P. (Eds.): *Paleontología de Invertebrados*, Sociedad Española de Paleontología, Universidad de Oviedo, Universidad de Granada, Instituto Geológico y Minero de España, 8: 497- 524.
- Gutiérrez Marco, J., Aceñolaza, G., & Esteban, S. 1996. Revisión de algunas localidades con graptolitos ordovícicos en la Puna Salto-Jujeña (Noroeste Argentina). *Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia*. 725-731.
- Gutiérrez Marco, J., Goldman, D., Reyes Abril, J., & Gómez, J. 2011. A preliminary study of some Sandbian (Upper Ordovician) graptolites from Venezuela. Gutiérrez Marco, Rábano & García Bellido (eds.): *Ordovician of the World*. Cuadernos del Museo Geominero, 14, pp. 199-206.

**H**

- Hadding, A. 1911. Om de Svenska artena af släklet Pterograptus Holm. Geologiska Föreningen I Stockholm Förhandlingar. 33 (6): 487-495.
- Hadding, A. 1913. Undre dicellograptusskiffern i Skane jarnte nagra darmed ekvivalenta bildningar. Lunds Universitet s Arsskrift. N. F. Afd. 2, 9: 1-91. Lund.
- Hall, J. 1847. Paleontology of New York. Volume I. Containing descriptions of the organic remains of the Lower Division of the New-York System (equivalent to the Lower Silurian rocks of Europe). C. Van Benthuysen, Albany, 338 p.
- Hall, J. 1858. Report on Canadian Graptolites, 1–39. En: Sir William E. Logan’s Report of Progress for 1857. Montreal: Geological Survey of Canada, John Lovell.
- Hall, J. 1859. Descriptions and figures of the organic remains of the Lower Helderberg group and the Oriskany Sandstone. *Palaeontology of New York*, vol. 3.
- Hall, J. 1865. Figures and descriptions of Canadian organic remains. Decade II, Graptolites of the Quebec Group. *Geological Survey of Canada*. 154 pp. A.B. Dawson Brothers, Montreal.
- Haller, M., & Ramos, V. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche). Actas 2: 66-83. Buenos Aires.
- Halpern, K., & Carrera, M. 2014. Post-glacial Hirnantian (Upper Ordovician) bryozoans from Western Argentina: Implications for survival and extinctions patterns. *Ameghiniana* 51 (3).
- Hamar, G. 1966. The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway. 22. Preliminary report on Conodonts from the Oslo-Asker and Ringerike districts. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 46 (1): 27-83.
- Harrington, H. 1957. Ordovician Formations of Argentina. En: Harrington and Leanza, Ordovician Trilobites of Argentina, *University of Kansas Press*, Lawrence, Special Publication, 1: 1-59.
- Harrington, H. 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón, Provincia de San Juan y Mendoza. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 114, 81 pp.
- Harrington, H., & Leanza A. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology University of Kansas, *Special Publication*, 1: 126 p.
- Harris, W. 1924. The paleontology of the Beekmantown series at Levis Quebec. *Bulletins of American Paleontology*. Vol. 10- N° 41. pp. 63-64.
- Harris, W. 1926. Victorian graptolites, Part II. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 38: 55-61.
- Harris, W. 1933. *Isograptus caduceus* and its allies in Victoria. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, New Series 46, 79–114.
- Harris, W. 1935. The graptolite succession of Bendigo east, with suggested zoning. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, New Series, 47: 324-337.
- Harris, W., & Keble, R. 1932. Victorian graptolite zones, with correlations and descriptions of species. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, New Series 44, 25–48.

- Harris, W., & Thomas, D. 1935. Victorian graptolites (new series), pt. III: *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, v. 47 (new series), pt. II, p. 288-313.
- Heim, A. 1948. Observaciones Tectónicas en La Rinconada, Precordillera de San Juan. Dirección de Minas y Geología, Boletín 64.
- Heredia, S. 1993. El Llanvirniano de la Precordillera de Mendoza. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos* (Mendoza), Actas 1: 138-141.
- Heredia, S. 2012. Bioestratigrafía de conodontes del Darriwiliano medio (Ordovícico) de Argentina: la Formación Las Aguditas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29: 76-86.
- Heredia, S., & Beresi, M. 1995. Ordovician events and sea level changes on the western margin of Gondwana. En: Cooper J., Droser M., & Finney S. (Eds.): *Short Papers for the Seventh International Symposium of the Ordovician System*. SEPM, Fullerton, California, pp. 315–318.
- Heredia, S., & Beresi, M. 1996. Ordovician Anoxic events in the Argentine Precordillera. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Teil I, 1994 (7/8):807-815.
- Heredia, S., & Mestre, A. 2011. Middle Darriwilian conodont biostratigraphy in the Argentine Precordillera. En: Gutiérrez Marco, J., Rabano, I., & García Bellido, D. (Eds.): *Ordovician of the World*. Cuadernos del Museo Geominero 14, 229-234.
- Heredia, S. & Mestre, A. 2013. Advances in the middle Darriwilian conodont biostratigraphy of the Argentine Precordillera. In: *Conodonts from the Andes* (Albanesi G.; Ortega, G., eds.). International Conodont Symposium, No. 3. Asociación Paleontológica Argentina, Special Publication 13: 45-47
- Heredia, S., & Milana, J. 2010. Conodontes Sandbianos (Ordovícico Superior) en la Quebrada La Pola, Sierra de Villicum, Precordillera de San Juan (Argentina). *Ameghiniana* 47 (4): 515-525.
- Heredia, S., Rosales, C., Peralta, S., & Beresi, M. 2005. Conodontes de la Formación Las Chacritas (Darriwiliano) y su significado tecto-sedimentario en el bloque Sierra de la Trampa-Los Blanquitos, Precordillera de San Juan. *XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata, Argentina: Actas (Vol. 3, pp. 445-450).
- Heredia, S., Beresi, M., Mestre, A., & Rodríguez, M. 2009. El Ordovícico Inferior en la Sierra de La Higuera (Mendoza): conodontes y microfacies. *Serie Correlación Geológica* 25:7 – 18
- Heredia, S., Kaufmann, C., Mestre, A., Soria T., & Ortega, G. 2014. La edad de la base de la Formación La Cantera (Ordovícico) en la Precordillera Oriental, Sierra de Villicum, San Juan. *IXX° Congreso Geológico Argentino*, Córdoba. S2-13.
- Heredia, S., Mestre, A., Soria, T., & Kaufmann, C. 2015. The *Pygodus Serra* Zone in Cuyania, Argentina. *Stratigraphy* 12(2):37-39.
- Heredia, S., Mestre, A., Soria, T., & Kaufmann, C. 2016. The Ordovician genus *Pygodus* (conodont) in the Cuyania Terrane, Argentina. *Geological Magazine* ADD volume 1-12, doi: 10.1017/S0016756816000728.
- Heredia, S., Mestre, A., & Kaufmann, C. 2017. The Darriwilian conodont biostratigraphy of the Argentine Precordillera. En: “Progress on Conodont Investigation”. Eds: Jau-Chyn L., &



- Valenzuela-Ríos, I. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*. Serie: Cuadernos del Museo Geominero, N° 22 pp.65 – 69.
- Herrera, Z., & Benedetto, J. 1989. Braquiópodos del Suborden Orthidina de la Formación San Juan (Ordovícico temprano) en el área de Huaco-Cerro Viejo, Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 26 (1-2): 3-22.
- Herrera, Z., & Benedetto, J. 1991. Early Ordovician brachiopod faunas from the Precordillera basin, western Argentina: biostratigraphy and paleobiogeographical affinities. En: MacKinnon, D., Lee, D. & Campbell, J. (Eds.): *Brachiopods through time*, pp. 283-301. Balkema, Rotterdam.
- Hisinger, W. 1840. *Lethae Suecica seu Petrificata Suecica*. Supplementum 2. Holmiae, 11 pp. Pl. 37-39, Stockholm.
- Holland, S. 1995. The stratigraphic distribution of fossils. *Paleobiology* 21:92–109.
- Holm, G. 1881. Bidrag till kännedomen om Skandinaviens graptoliter I. *Pterograptus*, ett nytt graptolitslägte. *Öfversigt af Kongliga Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar 1881(4)*, 71–84.
- Holm, G. 1895. Om *Didymograptus*, *Tetragraptus* och *Phyllograptus*. Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar 17, 319-343. [English translation: HOLM, G. 1895. On *Didymograptus*, *Tetragraptus* and *Phyllograptus*. *Geological Magazine* 11, 433-441, 481-492.
- Hopkinson, J. 1872. On some new species of graptolites from the South of Scotland. *Geological Magazine* 9: 501-509.
- Hopkinson, J., & Lapworth, C. 1875. Descriptions of the graptolites of the Arenig and Llandeilo rocks of St. David's. *Quarterly Journal of the Geological Society* 31, 631–672.
- Hsü, S. 1959. A new graptolite fauna of the Lower Ordovician shale of Tsaidam, Chinghai Province. *Acta Palaeontologica Sinica* 7, 161–192.
- Hsü, S., & Chao, Y. 1976. The evolution and systematics of the Family Sinograptidae. *Acta Geologica Sinica 1976(2)*, 121-140.
- Huff, W., Bergström, S., Kolata, D., Cingolani, C., & Astini, R. 1998. Ordovician K–Bentonites in the Argentine Precordillera: relations to Gondwana margin evolution. En: Pankhurst, R., & Rapela, C. (Eds.): *The Proto–Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publications, N° 142, pp. 107–126.
- Huff, W., Bergström, S., Kolata, D., Cingolani, C., Krekeler, M., & Prokopenko, M. 2003. Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera and their evolution to Laurentian volcanism. En: Albanesi, G., Beresi, M., & Peralta, S. (eds.). *Ordovician from the Andes. Serie Correlación Geológica* 17: 197-202.
- Hughes, R. 1989. Llandeilo and Caradoc graptolites of the Builth and Shelve Inliers. *Palaeontographical Society Monograph*, 141 (577): 1–89.
- Hünicken, M. 1982. Zona de *Oepikodus evae* en la Formación San Juan, quebrada de Talacasto, Precordillera Central. *V Congreso Geológico Latinoamericano* 1: 797-802.
- Hünicken, M. 1985. Lower Ordovician conodont biostratigraphy in Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 56 (3-4) 309-322. Córdoba.

Hünicken, M., & Sarmiento, G. 1982. La zona baltoescandinava de *Oepikodus evae* (Conodonte, Arenigiano Inferior), en el Perfil del Río Guandacol, La Rioja, Argentina. *5° Congreso Latinoamericano de Geología*, Actas 1: 791-796.

Hünicken, M., & Sarmiento, G. 1985. *Oepikodus evae* (Lower Arenigian conodont) from Guandacol, La Rioja Province, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 56 (3-4): 323-332. Córdoba.

Hünicken, M., & Ortega, G. 1987. Lower Llanvirn-Lower Caradoc (Ordovician) conodonts and graptolites from the Argentine central Precordillera. En: Austin, R. (Ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*. Ellis Horwood Limited, Chichester, pp. 136-145.

## I

International Stratigraphic Guide, An abridged version. 1999. Murphy, M., & Salvador, A. (Eds). International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS. International Commission on Stratigraphy. <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-stratigraphicguide>

## J

Jaanusson, V. 1960. Graptoloids from the Ontikan and Viruan (Ordov.) limestones of Estonia and Sweden. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala* 38 (3-4), 289-366.

Jackson, J. 1991. Adaptation and Diversity of Reef Corals. *BioScience* 41(7).

Jackson, D., & Lenz, A. 2006. The sequence and correlation of early Ordovician (Arenig) graptolite faunas in the Richardson trough and Misty Creek Embayment, Yukon Territory and district of Mackenzie, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 43: 12 p. 1791.

Jenkins, C. 1982. *Isograptus gibberulus* (Nicholson) and the isograptids of the Arenig Series (Ordovician) of England and Wales. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 44, 219–248.

Ji, Z., & Barnes, C. 1994. Lower Ordovician conodonts of the St. George Group, Port au port Peninsula, western Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 11:1-149.

Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V., & Allmendinger, R. 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* (3): 20-26. Ottawa.

## K

Kayser, E. 1876. Über primordiale und unterische Fossilien aus der Argentinischen Republik. *Palaeontographica supplement* 3: 1-33.

Kaufmann, C. 2008. Graptolitos del Ordovícico Superior de la Formación Los Azules, cerro Viejo de Huaco, Precordillera de San Juan. Trabajo Final. Inédito. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 127 p.

- Kaufmann, C., & Ortega, G. 2015. La Zona de *Holmograptus spinosus* (Darriwiliano medio) en la sierra de Villicum, Precordillera Oriental de San Juan. *3° Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan*, p. 20.
- Kaufmann, C., & Ortega, G. 2016. La Zona de *Holmograptus spinosus* (Darriwiliano medio) en la sierra de Villicum, Precordillera Oriental, provincia de San Juan. *Acta Geológica Lilloana* 28 (Suplemento): 3° Jornadas de Geología de Precordillera: 101-105.
- Kaufmann, C., & Ortega, G. 2017. El registro de la Zona de *Pterograptus elegans* (Ordovícico Medio) en la Formación La Cantera, Precordillera Oriental, Provincia de San Juan. *Simposio de Estratigrafía y Paleontología del Paleozoico Inferior de Argentina*. Actas XX Congreso Geológico Argentino, págs. 49-53.
- Kay, S., Orrell, S., & Abruzzi, J. 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Greenville age and a Laurentian origin for the Precordillera terrane in Argentina. *Journal of Geology* 104: 637-648. Chicago.
- Keidel, J. 1921. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan-Mendoza. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería. *Anales* 15(2): 1-103.
- Keidel, J. 1938. Über die Gondwanden Argentinien. *Geologische Rundschau*, 30 (2): 1-2: 148-249.
- Keller, M. 1999. Argentine Precordillera: Sedimentary and Plate Tectonic History of a Laurentian Crustal Fragment in South America. *Geological Society of America, Special Paper*, 341: 1-131.
- Keller, M., Eberlein, S., & Lehnert, O. 1993. Sedimentology of the Middle Ordovician carbonates in the Argentine Precordillera: evidence of regional relative sea-level changes. *Geologische Rundschau* 82: 362-377.
- Keller, M., Cañas, F., Lehner, O., & Vaccari, N. 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): some stratigraphic reconsiderations. *Newsletters on Stratigraphy* 31:115-132
- Keller, M., Buggisch, W., & Lehnert, O. 1998. The stratigraphical record of the Argentine Precordillera and its plate-tectonic background. En: Pankhurst, R. & Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society (London) Special Publication, 142: 35-56.
- Kirk, N. 1994. Coordination of construction and functioning of the graptolite colony. En: Chen, X., Erdtmann, B., & Ni, Y.-n. (Eds.): *Graptolite Research Today*. Nanjing University Press, 197-216.
- Kobayashi, T. 1937. The Cambro-Ordovician Shelly Faunas of South America. *Journal of the Faculty of Science Imperial University of Tokio*. Section II, 4(4): 369-522.
- Kozłowski, R. 1954. Sur la structure de certains Dichograptides (O strukturze ni ektoryc h Dichograptidae), *Acta Geologica Polonica* 4, 4: pp. 423-444; Consp. 118-135, Warszawa.

**L**

- Lamont, A., & Lindström, M. 1957. Arenigian and Llandeilian cherts identified in the Southern Uplands of Scotland by means of conodonts, etc. *Transactions of the Edinburgh Geological Society* 17: 60-70.
- Lankester, E. 1877. Notes on the embryology and classification of the animal kingdom; comprising a revision of speculations relative to the origin and significance of the germ layers. *Quarterly Journal of Microscopical Science*, New Series 17, 339–454.L
- Lapworth, C. 1873. Notes on the British graptolites and their allies. 1. On an improved classification of the Rhabdophora, part 2. *Geological Magazine* 10, 555–560.
- Lapworth 1875, ver en: Hopkinson & Lapworth, 1875.
- Lapworth, C. 1879. On the geological distribution of the Rhabdophora. Part I. Introduction. *Annals and Magazine of Natural History*, Series 5(3), 245–257.
- Lapworth, C. 1880. On new British graptolites. *Annals and Magazine of Natural History* 5(5), 149–177.
- Lehnert, O. 1995. Ordovizische Conodontenaus der Präkordillere Westargentiniens: *Ihre Bedeutung für Stratigraphie und Paläogeographie*. Erlanger Geologische Abhandlungen, 125: 1-193.
- Legg, D. 1976. Ordovician trilobites and graptolites from the Canning Basin, Western Australia. *Geologica et Palaeontologica*, 10: 1-58.
- Legrand, P. 1987. Modo de desarrollo del suborden Diplograptina (Graptolithina) en el Ordovícico superior y en el Silúrico. Implicaciones taxonomicas. *Revista Española de Paleontología* 2, 59–64.
- Lenz, A., & Chen, X. 1985. Graptolite distribution and lithofacies: some case histories: *Journal of Palaeontology*. v. 59, Nº 3. P. 636-462.
- Lenz, A., & Jackson, D. 1986. Arenig and Llanvirn graptolite biostratigraphy Canadian Cordillera. Palaeoecology and Biostratigraphy of Graptolites. *Geological Society Special Publication*, 20: 27-45.
- Leveratto, M. 1968. Geología de la zona al oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 23: 129-157.
- Levy, R., & Nullo, F. 1974. La fauna del Ordovícico (Ashgiliano) de Villicum, San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 9 (2): 173:194.
- Limarino, C., & Césari, S. 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero Inferior, Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47: 61-72.
- Limarino, C., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A., & Ballent, S. 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 83-99.
- Lindskog, A., Eriksson, M., Tell, C., Terfelt, F., Martin, E., Ahlberg, P., Schmitz, B., & Marone, F. 2015. Mollusk maxima and marine events in the Middle Ordovician of Baltoscandia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 440, 53–65.
- Lindström, M. 1970. A Suprageneric taxonomy of the conodonts. *Lethaia*, 3: 427–445.

- Lindström, M. 1971. Lower Ordovician conodonts of Europe. *Geological Society of America Memoir* 127, 21-61.
- Lindström, M. 1976. Conodont Paleogeography of the Ordovician. En: Basset, M. (Ed.): *The Ordovician System*. Paleontological Association Simposium Proceedings, Birmingham University of Wales. Press and National Museum of Wales, Cardiff: 501-522.
- Lindström, M. 1984. Baltoscandic conodont life environments in the Ordovician: sedimentologic and paleogeographic evidence. En: Clark, D. (Ed.): *Conodont Biofacies and Provincialism*, Geological Society of America, Special Paper, 196: 33-42.
- Linnaeus, C. 1758. *Systema naturæ per regna tria naturæ, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis*. Tomus I. Editio decima, reformata. 824 pp. Salvius, Holmiæ.
- López Gappa, J., & Sabattini, N. 2007. Bryozoa. En: Camacho, H., & Longobucco, M. (Eds): *Los Invertebrados fósiles*. 2 tomos, 800 pp. Fundación de Historia Natural Félix de Azara: Universidad Maimónides. Buenos Aires.
- Loske, W. 1993. La Precordillera del Oeste Argentino: Una Cuenca de Back-Arc en el Paleozoico. *XIII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 1 (1-4): 5-13.

## M

- Maletz, J. 1992. Biostratigraphie und Paläogeographie von Unterordovizischen Graptolithenfaunen des östlichen Kanadas und Skandaviens. Ph.D. thesis, Technische Universität Berlin, Germany. 246 p., 113 figs., 10 pls. Biostratigraphie und Paläogeographie von Unter
- Maletz, J. 1993. A possible abrograptid graptolite (Abrograptidae, Graptoloidea) from western Newfoundland. *Paläontologische Zeitschrift* 67(3/4), 323–329.
- Maletz, J. 1994. The rhabdosome architecture of *Pterograptus* (Graptoloidea, Dichograptidae). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*. Abhandlungen, 191: 345–356.
- Maletz, J. 1995. The Middle Ordovician (Llanvirn) graptolite succession of Albajära core (Scania Swedden) and its implication for a revised biozonation. *Z. geol. Wiss.* 23 (3), 249-259, Berlín.
- Maletz, J. 1997a. Arenig biostratigraphy of the Pointe-de-Lévy slice, Quebec Appalachians, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34: 733–752.
- Maletz, J. 1997b. Graptolites from the *Nicholsonograptus fasciculatus* and *Pterograptus elegans* Zones (Aberiddian, Ordovician) of the Oslo region, Norway. *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge*, 4: 5–100.
- Maletz, J. 2001. A condensed Lower to Middle Ordovician graptolite succession at Matane (Quebec, Canada). *Canadian Journal of earth sciences* 38 (11): 1531-1539.
- Maletz, J. 2004. Isolated Chewtonian (Lower Ordovician) graptolites from western Newfoundland. *Palaöntologische Zeitschrift*, 78, 173–187.

- Maletz, J. 2005. Early Middle Ordovician graptolite biostratigraphy of the Lovisefred and Albjära wells (Scania, southern Sweden). *Palaeontology*, 48, 763–780.
- Maletz, J. 2009. *Holmograptus spinosus* and the Middle Ordovician (Darriwilian) graptolite biostratigraphy at Les Mechins (Quebec, Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences* 46(10): 739-755.
- Maletz, J. 2010. Xiphograptus and the evolution of virgella-bearing graptoloids. *Palaeontology* 53(2), 415-439.
- Maletz, J. 2011a. *Climacograptus pungens* Ruedemann, 1904 and the definition of the Darriwilian (Ordovician) graptolite genus *Archiclimacograptus* Mitchell, 1987. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(9): 1355-1367.
- Maletz, J. 2011b. The identity of the Ordovician (Darriwilian) graptolite *Fucoides dentatus* Brongniart, 1828. *Palaeontology*, 54 (4): 851–865.
- Maletz, J. 2014a. Graptolites reconstructions and interpretations. *Palaöntologische Zeitschrift* Springer 89(3): 271–286.
- Maletz, J. 2014b. The classification of the Pterobranchia (Cephalodiscida and Graptolithina). *Bulletin of Geosciences* 89(3): 477–540 , Czech Geological Survey, Prague.
- Maletz, J., & Mitchell, C. 1995. Atlantic versus Pacific Province graptolite faunas in the Llanvirn – Where is the big difference? *Graptolite News* 8: 43-45.
- Maletz, J., & Mitchell, C. 1996. Evolution and phylogenetic classification of the Glossograptidae and Arienigraptidae (Graptoloidea): new data and remaining questions. *Journal of Paleontology* 70(4), 641-655.
- Maletz, J., & Zhang, Y. 2003. Proximal structure and development in the Ordovician graptolite *Parisograptus* Chen & Zhang 1996. *Paleontology* V. 46, part 2: 295-306.
- Maletz, J., & Ahlberg, P. 2011. Darriwilian (Ordovician) graptolite faunas and biogeography of the Tøyen Shale in the Krapperup drill core (Scania, southern Sweden). *Short paper for 11<sup>o</sup> International Symposium on the Ordovician System*, Madrid, 2011.
- Maletz, J., & Zhang, Y. 2016. Part V, Second Revision, Chapter 21: Suborder Glossograptina: Introduction, Morphology, and Systematic descriptions. *Treatise Online* 79: 22 p.
- Maletz, J., Egenhoff, S., Böhme, M., Asch, R., Borowski, K., Höntzsch, S., & Kirsch, M. 2007. The Elnes Formation of southern Norway: key to the Middle Ordovician biostratigraphy and biogeography. *Acta Palaeontologica Sinica*, 46(Suppl.), 298–304.
- Maletz, J., Carlucci, J., & Mitchell, C. 2009. Graptoloid cladistics, taxonomy and phylogeny. *Bulletin of Geosciences*, 84: 7–19. Czech Geological Survey, Prague.
- Maletz, J., Reimann, C., Spiske, M., Bahlburg, H., & Brussa, E. 2010. Darriwilian (Middle Ordovician) graptolite faunas of the Sandia Region, southern Peru. *Geol. J.* 45: 397–411.
- Maletz, J., Egenhoff, S., Böhme, M., Asch, R., Borowski, K., Höntzsch, S., Kirsch, M., & Werner, M. 2011. A tale of both sides of Iapetus, Upper Darriwilian (Ordovician) graptolite faunal dynamics on the edges of two continents. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48: 841-859.



- Maletz, J., Bates, D., Brussa, E., Cooper, R., Lenz, A., Riva, J., Toro, B., & Zhang, Y. 2014. Part V, Revision 2, Chapter 12: Glossary of the Hemichordata. *Treatise Online* 62:1–23.
- Maletz, J., Zhang, Y., & Vandenberg, A. 2018 a. Part V, Second Revision, Chapter 19: Suborder Sinograptina: Introduction, morphology, and systematic descriptions. *Treatise Online* 107:1–23, 17 fig.
- Maletz, J., Toro, B., Zhang, Y., & Vandenberg, A. 2018 b. Part V, Second Revision, Chapter 20: Suborder Dichograptina: Introduction, morphology, and systematic descriptions. *Treatise Online* 108:1–28, 19 fig.
- Mango, M., Ortega, G., Albanesi, G. 2018. Conodont and graptolite biostratigraphy of the lower–middle Darriwilian (Middle Ordovician), Cerro Viejo of Huaco, Argentine Precordillera. *Geological Journal*. 1–13.
- Martos, L. 2002. Geomorfología y estructuras del sector austral del piedemonte oriental de la sierra de Villicum. Su potencial sísmico. *Actas XV Congreso Geológico Argentino*.
- Máspero Castro, B. 2002. Graptofaunas darriwilianas de las quebradas Corridita, río Gualcamayo y Las Plantas, Precordillera de San Juan y La Rioja. Seminarios I – II, Escuela de Biología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito).
- Máspero Castro, B., Ortega, G., & Albanesi, G. 2003. Middle Ordovician graptolite faunas of the Gualcamayo Formation (Middle Member) in the Corridita Creek section, northern Precordillera, Argentina. *Serie Correlación Geológica*, vol. 18, p. 61–66.
- Melchin, M. & Mitchell C. 1991. Late Ordovician extinction in the Graptoloidea. In Barnes, C. R. & Williams, S. H. (Eds.): *Advances in Ordovician Geology*. Geological Survey of Canada, Paper 90–9, p. 143–156.
- Melchin, M., Koren, T., & Štorch, P. 1998. Global diversity and survivorship patterns of Silurian graptoloids. *New York State Museum Bulletin*, 491, 165–182.
- Melchin, M., Mitchell, C., Naczk-Cameron, A., Fan, J., & Loxton, J. 2011. Phylogeny and adaptive radiation of the Neograptina (Graptoloidea) during the Hirnantian mass extinction and Silurian recovery. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 58(4): 281–309.
- Melchor, R., Sato, A., Llambias, E. & Tickyj, H. 1999 Documentación de la extensión meridional del terreno Cuyania/Precordillera en la provincia de La Pampa. 14º Cong. Geol. Argentino, Actas, 1, pp. 156–159.
- Mellgren, J. & Eriksson, M. 2010. Untangling a Darriwilian (Middle Ordovician) palaeoecological event in Baltoscandia: conodont faunal changes across the “Täljsten” interval. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* 100, 353–370.
- Mestre, A. 2010. Estratigrafía y bioestratigrafía de conodontes de la “Transición Cuspidal” de la Formación San Juan al sur del paralelo 30°, Precordillera de San Juan. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan (Inédita), 330 p.

- Mestre, A. 2013. Middle Darriwillian Conodont Biostratigraphy of the Villicum Range, Eastern Precordillera. 3rd International Conodont Symposium. Mendoza, Argentina. *Publicación Especial Asociación Paleontológica Argentina*, 13: 69-72.
- Mestre, A. 2014. Bioestratigrafía de conodontos del Darriwiliense medio (Ordovícico) en el borde oriental de la Sierra de Villicum (Precordillera Oriental, Argentina). *Boletín Geológico y Minero*, 125 (1): 65-76.
- Mitchell, C. 1987. Evolution and phylogenetic classification of the Diplograptacea. *Palaeontology*, 30(2): 353–405.
- Mitchell, C. 1992. Evolution of the Diplograptacea and the international correlation of the Arenig-Llanvirn boundary. En: Webby, B., & Balkema, L. (Eds.): *Global perspectives on Ordovician geology*. Rotterdam, Netherlands, 177-184.
- Mitchell, C. 1994. Astogeny and rhabdosome architecture of graptolites of *Undulograptus austrodentatus* species group, 49-60. En: Chen, X., Erdtmann, B., & Ni, Y.N. (Eds.): *Graptolite Research Today*. 262 pp. Nanjing University Press, Nanjing.
- Mitchell, C., Brussa, E., & Astini, R. 1998. A diverse Da2 fauna preserved within an altered volcanic ash fall, Eastern Precordillera, Argentina: implications for graptolite paleoecology. En: Gutierrez Marco, J., & Rábano, I. (Eds.). *Proceedings 6° International Graptolite Conference (GWG-IPA) and 1998 Field Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy*, Madrid, Temas Geológico-Mineros ITGE, 23:222-223.
- Mitchell, C., Goldman, D., Klosterman, S., Maletz, J., Sheets, H., & Melchin, M. 2007. Phylogeny of the Diplogrptoidea. *Acta Palaeontologica Sinica* 46 (Suppl.), 332-339.
- Mitchell, C., Melchin, M., Cameron, C., & Maletz, J. 2010. Phylogeny of the tube-bearing Hemichordata reveals that Rhabdopleura is an extant graptolite. *IPC3 Abstracts*, 283.
- Mitchell, C., Melchin, M., Cameron, C., & Maletz, J. 2013. Phylogenetic analysis reveals that *Rhabdopleura* is an extant graptolite. *Lethaia* 46, 34–56.
- Monetta, A. 1978. Nuevos datos sobre la edad arenigiana de la Formación San Juan (Ordovícico) Provincia de San Juan. En: Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina, *Suplemento Acta Geológica Lilloana*, tomo 14, p. 19–21. San Miguel de Tucumán.
- Moberg, J. 1892. Om några nya graptoliter från Skånes Undre graptolitskiffer. *Geologiska Föreningens i Förhandlingar* Stockholm 14(4), 339–350.
- Mu, A. 1950. On the evolution and classification of graptolites. *Geological Review* 15, 171-183.
- Mu, A. 1957. Some new or little known graptolites from the Ningkuo Shale (Lower Ordovician) of Changshan, western Chekiang. *Acta Palaeontologica Sinica* 5(3), 369-437.
- Mu, A. 1958. *Abrograptus*, a new graptolite genus from the Hulo Shale (Middle Ordovician) of Kiangshan, western Chekiang. *Acta Palaeontologica Sinica* 6(3), 259–265.
- Mu, A. 1959. Graptolite bearing strata of China. Geological Publishing House, Beijing, China 74 p. (en Chino).
- Mu, A., Li, C., & Ge, M. 1960. Graptolites from Xinjiang (Sikiang). *Acta Palaeontologica Sinica* 8(1), 27-39.

- Mu, A., Li, C., Ge, M., & Yin, J. 1962. Graptolites of Chilianshan. *Geology of Chilianshan* 4. 168 pp. Science Press, Beijing.
- Mu, A., & Chen, X. 1962. Graptolites of China. 171 pp. Science Press, Beijing. [in Chinese]
- Mu, A., & Lee, K. 1958. Scandent graptolites from the Ningkuo Shale of the Kiangshan-Changshan area, western Chekiang. *Acta Palaeontologica Sinica* 6, 391–427.
- Mu, A., & Qiao, X. 1962. New materials of Abrograptidae. *Acta Palaeontologica Sinica* 10(1), 1–8.

N

- Ni, Y. 1981. Two new graptolite genera from the Ningkuo Formation (Lower Ordovician) of Wuning, North Jiangxi. *Geological Society of America Special Paper* 187, 2103-2107.
- Ni, Y. 1988. Representatives of *Xiphograptus* in China. *Acta Palaeontologica Sinica* 27(2): 179–187.
- Ni, Y. 1991. Early and Middle Ordovician graptolites from Wuning, Northwestern Jiangxi, China. *Paleontologia Sinica* Whole Number 181, New Series B: 28: 1-147.
- Nicholson, H. 1869. On some new species of graptolites. *Annals and Magazine of Natural History*, London, Series 4(4), 231–242.
- Nicholson, H. 1872. A monograph of the British Graptolitidae. Blackwood & Sons, Edinburgh & London.
- Nicholson, H. 1875. On a new genus and some new species of graptolites from the Skiddaw Slates. *Annals and Magazine of Natural History*, Series 4, 16, 269–273.
- Nölvak, J., & Goldman, D. 2007. Biostratigraphy and taxonomy of three-dimensionally preserved nemagraptids from the Middle and Upper Ordovician of Baltoscandia. *Journal of Paleontology*, 81, 254-260.

O

- Ortega, G. 1987. Las graptofaunas y conodontes de la Formación Los Azules, Cerro Viejo, zona de Huaco, Departamento Jáchal, San Juan. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba: 210 pp. (inérita).
- Ortega, G. 1995. Graptolite zones of the Los Azules Formation (Middle Ordovician) from Precordillera, Western Argentina. *Graptolite News*, 8, p. 57-59.
- Ortega, G., Cañas, F., & Hünicken, M. 1983. Sobre la presencia de *Isograptus victoriae* Harris en la Formación Gualcamayo, Guandacol, La Rioja, Argentina. *Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, IX (1-4): 215-222, Cuadr. I, Fig. 1-3. Santa Cruz.
- Ortega, G., Cañas, F., & Hünicken, M. 1985. Sobre la presencia de *Isograptus victoriae* Harris en la Formación Gualcamayo, La Rioja, Argentina. *Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, Bolivia, v. 9, p. 215-221.
- Ortega, G., Toro, B., & Brussa, E. 1993. Las zonas de graptolitos de la Formación Gualcamayo (Arenigiano tardío-Llanvirniano temprano) en el Norte de la Precordillera (Provincias de La Rioja y San Juan) Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 8(2): 207-219.

- Ortega, G., Albanesi, G., & Hünicken, M. 1995. Bioestratigrafía en base a conodontes y graptolitos de las Formaciones San Juan (techo) y Gualcamayo (Arenigiano-Llanvirniano) en el cerro Potrerillo, Precordillera de San Juan, Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 60(3-4): 317-364. Córdoba.
- Ortega, G., Albanesi, G., & Frigerio, S. 2007a. Graptolite–conodont biostratigraphy and biofacies of the Middle Ordovician Cerro Viejo succession, San Juan Precordillera, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245–263.
- Ortega, G., Albanesi, G., Heredia, S., & Beresi, M. 2007b. Nuevos registros de graptolitos y conodontes ordovícicos de las formaciones Estancia San Isidro y Empozada, quebrada San Isidro, Precordillera de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*. 44 (4): 697-718.
- Ortega, G., Voldman, G., Banching, A., & Albanesi, G. 2016. Primeros registros de la Zona de *Holmograptus spinosus* (Ordovícico Medio) en la sierra de Rinconada, Precordillera Oriental, provincia de San Juan, Argentina.
- Ortega, G., Albanesi, G., Banchig, A., Alonso, J., Fernandez, L., & Cardó, R. 2017. Graptolitos de la Zona de *Holmograptus lentus* (Darriwiliano medio en la Sierra de la Invernada, Precordillera sanjuanina. Sesión Técnica 6. *Actas XX Congreso Geológico Argentino*. págs. 38-39.
- Ortega, G., & Albanesi, G. 1998. The record of the *Nemagraptus gracilis* Zone in the Argentine Precordillera. En: Gutiérrez Marco, J., & Rábano, I. (Eds.): *VI International Graptolite Conference and Field Meeting of the IUGS Subcomision on Silurian Stratigraphy*, Madrid, *Temas Geológico-Mineros*, 23, p. 231-235.
- Ortega, G., & Albanesi, G. 1999. Graptolite biostratigraphy of the Gualcamayo Formation (Middle Ordovician) at the Los Sapitos creek section, Argentina Precordillera. En: Kraft, P. & Fatka, O. (Eds.): *Quo vadis Ordovician?* Short papers of the 8th International Symposium on the Ordovician System, 43(1-2), 49-52. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*. Prague
- Ortega, G., & Albanesi, G. 2000. Graptolitos de la Formación Gualcamayo (Ordovícico Medio) en el cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 64: 27-59.
- Ortega, G., & Brussa, E. 1990. La Subzona de *Climacograptus bicornis* (Caradociano temprano) en la Formación Las Plantas en su localidad tipo, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 27 (3-4), p. 281-288.
- Ortega, G., & Rickards, R. 2003. A Darriwilian (Middle Ordovician) graptolite fauna of the Lower Member of the Los Azules Formation, Cerro Viejo, San Juan Precordillera; Argentina. En: Ortega, G., & Aceñolaza, G. (Eds.): *Proceedings of the 7° International Graptolite Conference*, San Juan, Argentina, Serie de Correlación Geológica, 18:87-92.
- Ortiz, A., & Zambrano, J. 1981. La Provincia Geológica Precordillera Oriental *Actas, 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 59-74. San Luis.
- Ottone, E., Albanesi, G., Ortega, G., Holfeltz, G., 1999. Palynomorphs, conodonts and associated graptolites from the Ordovician Los Azules Formation, Central Precordillera, Argentina. *Micropaleontology* 45, 225–250.

P

- Padula, E., Rolleri, E., Mingran, A., Criado Roque, P., Flores, M., & Baldis, B. 1967. Devonian of Argentine. *International Symposium of Devonian System*, Actas II: 165-199. Calgary.
- Pander, C. 1856. Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der russisch-baltischen Gouvernements. St. Petersburg: Buchdruckerei der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, 91 pp., 9 plates.
- Pankhurst, R., & Rapela, C. 1998. The Proto-Andean Margin of Gondwana. *Geological Society of London, Special Publication*, 142, 383 pp.
- Peralta, S. 1985. Graptolitos del Llandoveryano inferior en el Paleozoico inferior clástico en el pie oriental de la sierra de Villicum, Precordillera Oriental. *Primeras Jornadas Sobre Geología de Precordillera*, Actas, p. 134-138. San Juan.
- Peralta, S. 1986a. Graptofaunas del Llanvirniano inferior (Ordovícico) y Ludloviano inferior (Silúrico) en la Formación Rinconada, Precordillera Oriental de San Juan. *4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Actas 1: 50-66.
- Peralta, S. 1986b. La graptofauna Ordovícica de la Formación La Cantera, Precordillera Oriental de San Juan. *4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Actas 1: 67-71.
- Peralta, S. 1987. Graptofaunas del Llanvirniano inferior (Ordovícico) y Ludloviano inferior (Silúrico) en la Formación Rinconada, Precordillera Oriental de San Juan. *4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 50-66.
- Peralta, S. 1990a. Silúrico de la Precordillera de San Juan - Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 48-65, San Juan.
- Peralta, S. 1990b. Nuevas graptofaunas de la Formación La Cantera, sierra de Villicum, Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. *5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Actas 1: 59-66.
- Peralta, S. 1993a. Estratigrafía del Paleozoico inferior clástico de la Precordillera Oriental Sanjuanina. Tesis Doctoral. Inédita.
- Peralta, S. 1993b. Estratigrafía y consideraciones paleoambientales de los depósitos marino clásticos eopaleozoicos de la Precordillera Oriental de San Juan. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 1, 128-137.
- Peralta, S. 1995. La Formación Gualcamayo en la sierra de Villicum: sus graptolitos y faunas asociadas. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 60(3-4): 401-408.
- Peralta, S. 1998. Graptolites of the *Nemagraptus gracilis* Zone in the black shale sequences of the San Juan Precordillera, Argentina: Its biostratigraphic and paleoenvironmental significance. En: Gutiérrez Marco, J., & Rábano, I. (Eds.): *VI International Graptolite Conference and Field Meeting of the IUGS Subcomision on Silurian Stratigraphy*, Madrid, Temas Geológico-Mineros, 23, p. 244-247.
- Peralta, S. 2007. The extensional history of the Devonian basin of Precordillera: Its tecto-sedimentary significance in the evolution of the Cuyania Terrane. *Devonian Land-Sea Interaction: Evolution of ecosystems and climate (DEVEC)*: 102-105.

- Peralta, S., Albanesi, G., & Ortega, G. 2003. Ordovician and Silurian of the Precordillera, San Juan Province, Argentina. *Field Trip Guide 9<sup>th</sup> ISOS, 7<sup>th</sup> IGC y FMSSS*. INSUGEO, Miscelanea, 10: 1-149.
- Peralta, S., & Baldis, B. 1990. *Glyptograptus persculptus* en la Formación Don Braulio (Ashilliano tardío-Llandoveryano temprano) en la Precordillera Oriental de San Juan. *5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1*: 67-72.
- Peralta, S. & Baldis, B. 1992. Diamictitas del Ordovícico tardío sudamericano: correlaciones regionales y su relación con un evento glacial Gondwánico. *IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, v. III*, pp. 169–176. La Plata
- Peralta, S., & Beresi, M. 1999. Fossil assemblages and K-bentonite beds from the upper Member of the San Juan Formation (Early Ordovician), Villicum Range, Precordillera, Argentina. *8<sup>th</sup> International Symposium on the Ordovician System. Acta Universitatis Carolinae- Geologica*, 43 (1/2).
- Peralta, S., & Carter, C. 1990. La glaciación Gondwánica del Ordovícico tardío: evidencias en fangolitas gujarrosas de la Precordillera de San Juan, Argentina. *11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2*: 181-185.
- Peralta, S., & Carter, C. 1999. Don Braulio Formation (late Ashgillian-early Llandoveryan, San Juan Precordillera, Argentina): stratigraphic remarks and paleoenvironmental significance. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 43: 225-228.
- Peralta, S., & Finney, S. 2002. Upper Ordovician graptolite faunas of the Cuyania Terrane: their biostratigraphic and paleogeographic significance in the western margin of Gondwana. En: Aceñolaza, F. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Serie Correlación Geológica, 16.
- Peralta, S., & Medina, E. 1985. Estratigrafía de la Formación Rinconada en el borde oriental del Cerro Pedernal, Precordillera Oriental de San Juan. *Primeras jornadas sobre geología de Precordillera, Acta I*: 157-162.
- Pohler, S. 1994. Conodont biofacies of Lower to Lower Middle Ordovician mega-conglomerates, Cow Head Group, Western Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin* vol. 459, pp. 1–71.
- Pohler, S., & Barnes, C. 1990. Conceptual Models in Conodont paleocology. *Courier forschungsinstitut senckenberg*, 118: 409-440.
- Pöthe de Baldis, E. 1981. Paleomicroplancton y mioesporas del Ludloviano inferior de la Formación Los Espejos en el perfil Los Azulejitos en la provincia de San Juan, República Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 13: 231-265.
- Příbyl, A. 1947. Classification of the genus *Climacograptus* Hall, 1865. *Rozpravy České akademie věd a umění, Třída II (matematicko-přírodovědecká)* 57(2), 1-10.
- Příbyl, A., 1949. Revision of the Diplograptidae and Glossograptidae of the Ordovician of Bohemia. *Bulletin international de l'Académie tcheque des Sciences* 50(1), 1-51.



**R**

- Racheboeuf, P., Vannier, J., & Ortega, G. 2000. Ordovician phyllocarids (Arthropoda; Crustacea) from Argentina. *Paläontologische Zeitschrift* 74, 317–333
- Racheboeuf, P., Crasquin, S., & Brussa, E. 2009. South American Ordovician phyllocarids (Crustacea, Malacostraca). *Bulletin of Geosciences* 84(3), 377–408. Czech Geological Survey, Prague.
- Ramacciotti, C., Casquet, C., Baldo, E., & Galindo, C. 2015. The Difunta Correa metasedimentary sequence (NW Argentina): relict of a Neoproterozoic platform? elemental and Sr-Nd isotope evidence. *Revista Mexicana*. 32 (3): 395-414.
- Ramacciotti, C., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Pankhurst, R., Verdecchia, S., Rapela, C., & Fanning, Mark. 2018. A Cambrian mixed carbonate–siliciclastic platform in SW Gondwana: evidence from the Western Sierras Pampeanas (Argentina) and implications for the early Paleozoic paleogeography of the proto- Andean margin. *International Journal of Earth Sciences*. Springer Verlag.
- Ramos, V. 1982. Fundamentos de Geotectónica. Asociación Geológica Argentina, Notas del Curso, Buenos Aires 65p.
- Ramos, V. 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6 (32), 24-29.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de geología y recursos minerales, Anales 29: 41-96.
- Ramos, V. 2004. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Research*, V. 7, No. 4, pp. International Association for Gondwana Research, Japan.
- Ramos, V., & Keppie, J. 1999. Laurentia Gondwana Connections before Pangea. *Geol. Soc. Amer.*, Spec. Paper, v. 336, pp. 1-276.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortes, J., & Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5(6): 855-880.
- Ramos, V., Vujovich, G., & Dallmeyer, R. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas preándicas de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas, V (1996), pp. 377–391.
- Ramos, V., Dallmeyer, R., & Vujovich, G. 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera Central Argentina. En: Pankhurst, R. & Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. *Geological Society, London, Specials Publications* N° 142: 143-158.
- Rapalini, A., & Astini, R. 1997. Paleomagnetic confirmation of the Laurentian origin of the Argentine Precordillera. *Earth and Planetary Science*. Letters 155: 1-14.
- Raymond, P. 1914. The succession of faunas at Levis. *P. Q. American Journal of Science*, 38, 523-530.
- Rejebian, V., Harris, A., & Huebner, J. 1987. Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 99: 471-479.

- Rickards, R. 1972. The Ordovician graptolite genus *Paraglossograptus* Mu. *Geological Magazine*, Vol. 109: 2. p. 99-113.
- Rickards, R. 1973. The Arenig graptolite genus *Pseudotrigrionograptus* Mu & Lee, 1958. *Acta Geol. Pol.* 23: 597-604.
- Rickards, R. 1975. Palaeoecology of the Graptolithina. an extinct class of the phylum Hemichordata. *Biol. Rev.* 50: 397-436.
- Rider, J., & Cowen, R. 1977. Adaptive architectural trends in encrusting ectoprocts. *Lethaia*, 10: 29-42
- Roccatagliata, D., Aguirre Urreta, B., & Gallego, O. 2007. Crustácea. En: Camacho, H. (Ed.): *Los Invertebrados fósiles*. 1º Ed. - Buenos Aires: Fundación de Historia Natural Félix de Azara: Universidad Maimónides, 800 p.
- Rodríguez, E., & Belluco, A. 1970. Aportes al conocimiento de la Precordillera. Región del cerro Urcuschun- Guandacol (Provincia de La Rioja). *Actas de las IV Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 255-270.
- Rolleri, E. 1969. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y la zona entre San Juan y Jocolí, provincia de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 408-412.
- Rolleri, E., & Fernández Garrasino, C. 1979. Comarca septentrional de Mendoza. En: J. Turner (ed.): *2º Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, (Córdoba) 1: 771-809.
- Ross, R. 1961. Distribution of Ordovician graptolites in eugeosynclinal facies in western North America and its paleogeographic implications. *AAPG Bulletin* 45:330-341
- Ross, R., & Berry, W. 1963. Ordovician graptolites of the Basin Ranges in California, Nevada, Utah and Idaho. U.S. Geological Survey Bulletin 1134, 1-177.
- Ruedemann, R. 1895. Development and the mode of growth of *Diplograptus* M'Coy. *New York State Geological Survey Annual Report for 1894*: 219-249.
- Ruedemann, R. 1898. Synopsis of recent progress in the study of graptolites. *The American Naturalist* 32(373): 1-16.
- Ruedemann, R. 1904. Graptolites of New York, Part 1. Graptolites of the Lower Beds. *New York State Museum Memoir* 7, pp. 457-803.
- Ruedemann, R. 1908. Graptolites of New York, Part 2. *New York State Museum Memoir* 11, 1-583.
- Ruedemann, R. 1916. Paleontologic contributions from the New York State Museum. *New York State Museum Bulletin* 189, 7-97.
- Ruedemann, R. 1925. Some Silurian (Ontarian) faunas of New York. *New York State Museum Bulletin* 265, 1-134.
- Ruedemann, R. 1933. Paleozoic plancton of North America. *Geological Society of America Memoir* 2: 1-141. 26 pls.
- Ruedemann, R. 1947. Graptolites of North America. *Geological Society of America Memoir*, 19, 1-652.

S

- Sadler, P., Cooper, R., & Melchin, M. 2009. High resolution, early Paleozoic Ordovician-Silurian time scales. *GSA Bulletin*, 121 (5-6) pp. 887-906.
- Salter, J. 1853. In Bigsby, J. (Ed.). On the Geology of Quebec and its Environs. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 9, 87 pp.
- Salter, J. 1863. Note on the Skiddaw Slate fossils. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 19: 135-140.
- Sánchez, T. 1985. El género *Modiolopsis* (Bivalvia, Modiomorphoidea) en el Ashgilliano de la sierra de Villicum y la Comunidad de *Hirnantia-Momodiopsis*. *Reunión de Comunicaciones Científicas*, Asociación Paleontológica Argentina, 58-59.
- Sánchez, T. 1990. Bivalvos del Ordovícico medio-tardío de la Precordillera de San Juan (Argentina). *Ameghiniana*, 27(3-4): 251-261.
- Sánchez, M., Benedetto, J., & Brussa, E. 1988. Late Ordovician stratigraphy, paleoecology and sea level changes in the Argentine Precordillera. Abstract *5° International Symposium on the Ordovician System*. Newfoundland.
- Sánchez, M., Benedetto, J., & Brussa, E. 1991. Late Ordovician stratigraphy, paleoecology and sea level changes in Argentina Precordillera. En: Barnes, C., & Williams, S. *Advances in Ordovician Geology. Geol. Surv. Canada*, pap. 90-9: 245-258.
- Sánchez, T., Carrera, M., & Benedetto, J. 1996. Variaciones faunísticas en el techo de la Formación San Juan (Ordovícico temprano, Precordillera Argentina): Significado paleoambiental. *Ameghiniana* 33: 185-200.
- Sarmiento, G. 1985. La Biozona de *Amorphognathus variabilis* – *Eoplacognathus pseudoplanus* (conodonts), Llanvirniano inferior, en el flanco oriental de la sierra de Villicum. *Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera*, San Juan. Acta I: 119-123.
- Sarmiento, G. 1987. Bioestratigrafía y conodontes de la Formación San Juan (Ordovícico) aflorante en el flanco oriental de la sierra de Villicum, provincia de San Juan, Argentina. Tesis doctoral, inédita.
- Sarmiento, G. 1990. Conodontos ordovícicos de Argentina. *Treballs del Museu de Geologia, Barcelona*, 1: 135-161.
- Sarmiento, G. 1991. Conodontos de la Zona *suecicus* (Llanvirniano inferior) en la sierra de Villicum, Precordillera de San Juan, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 23 (3): 113-132.
- Sarmiento, G., & Rábano, I. 1992. Nuevas precisiones bioestratigráficas sobre la Formación Gualcamayo (Ordovícico inferior) en la sierra de Villicum, San Juan, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, H. 6: 1785-1797.
- Sato, A., Tickj, H., Llambías, E., & Sato, K. 2000. The Las Matras Tonalitic–trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian–age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, pp. 587–610.

- Schopf, T. 1966. Conodonts of the Trenton Group (Ordovician) in New York, southern Ontario, and Quebec. *New York State Museum and Science Service Bulletin*, 405, 1-105.
- Schopf, T. 1969. Paleoecology of ectoprocts (bryozoans). *Journal of Paleontology*, 43(2): 234-244.
- Scotese, C., & Barret, S. 1990. Gondwana's movement over the South Pole during the Paleozoic: evidence from lithological indicators of climate. En: Mckerrow, W., & Scotese (Eds.) *Paleozoic paleogeography and biogeography*. Geol. Soc. of London, *Mem.*, 12:132-138.
- Seddon, G., & Sweet, W. 1971. An ecologic model for conodonts. *Journal of Paleontology* 45: 869-880.
- Sepkoski, J. 1995. The Ordovician radiations: diversification and extinction shown by global genus-level taxonomic data. In Cooper, J., Droser, M., & Finney, S. (eds), *Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on Ordovician System*. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM), Fullerton: 393-396.
- Serra, F. 2017. Biozonas y biofacies de graptolitos y conodontes de sucesiones darriwilianas y sandbianas (Ordovícico) de la Precordillera de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Inédita. 388 p. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. UNC.
- Serra, F. & Ortega, G. 2013. Graptolitos de la Formación Las Aguaditas, sierra de La Trampa, Precordillera de San Juan, Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Córdoba, Argentina.
- Serra, F., Albanesi, G., Ortega, G., & Bergstrom, S. 2015. Biostratigraphy and palaeoecology of Middle–Late Ordovician conodont and graptolite faunas of the Las Chacritas River section, Precordillera of San Juan, Argentina. *Geological Magazine*, pp. 1-17. Cambridge University Press.
- Serra, F., Feltes, N., Ortega, G., & Albanesi, G. 2017a. Lower middle Darriwilian graptolites and index conodonts from the Central Precordillera of SJ Province, Argentina. *Geological Journal*. 1-17.
- Serra, F., Feltes, N., Henderson, M., & Albanesi, G. 2017b. Darriwilian (Middle Ordovician) conodont biofacies from the Central Precordillera of Argentina. *Marine Micropaleontology* 130: 15-28.
- Serra, F., Feltes, N., Albanesi, G., & Goldman, D. 2018: High-resolution conodont biostratigraphy from the Darriwilian Stage (Middle Ordovician) of the Argentine Precordillera and biodiversity analyses: a CONOP9 approach. *Lethaia*, <https://doi.org/10.1111/let.12306>.
- Sessarego, H. 1986. Eolianitas en el Pérmico de la cuenca Calingasta-Uspallata (Formación El Salto) Dpto. Calingasta, San Juan. *Resúmenes 1º Reunión Argentina de sedimentología*, pp.149-152.
- Sessarego, H. 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. 330 pp. (Inédito).
- Skevington, D. 1963. A correlation of Ordovician graptolite-bearing sequences. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* F, 85, 298–319.

- Skevington, D. 1965. Graptolites from the Ontikan Limestones (Ordovician) of Öland, Sweden. II. Graptoloidea and Graptovermida. *Journal Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*. Volume 43. Pp. 1-74.
- Skevington, D. 1968. British and North American Lower Ordovician Correlation: discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 79, 1259–1264.
- Skevington, D. 1969. Graptolite faunal provinces in Ordovician of northwest Europe. - Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 12; 557-62.
- Skevington, D. 1973. Ordovician graptolites. In: Hallam, A. (Ed.) *Atlas of Paleobiogeography*. Elsevier, Amsterdam, 27–35.
- Skevington, D. 1974. Controls influencing the composition and distribution of Ordovician graptolite faunal provinces. *Special Papers in Palaeontology*, 13, 59–73.
- Skevington, D. 1976. A discussion of the factors responsible for the provincialism displayed by graptolites faunas during the Early Ordovician. En: Kaljo, D., & Koren, T. (Eds.): *Graptolites and Stratigraphy*, 180-201. Academy of Sciences of Estonian SSR, Institute of Geology, Tallinn.
- Skevington, D. 1978. Latitudinal surface water temperature gradients and Ordovician faunal provinces. *Alcheringa* 2, 21-26.
- Skwarko, S. 1962. Graptolites of Cobb River-Mount Arthur area, north-west Nelson, New Zealand: *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, v. 1, no. 15, p. 216-247.
- Skwarko, S. 1974. Some Ordovician graptolites from the Canning Basin, western Australia. 2: Graptolites from the Goldwyer No. 1 well. *Bulletin of the Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics of Australia* 150, 43–56.
- Soria, T. 2017. La Zona de *Oepikodus intermedius* (Ordovícico Inferior) en la quebrada de Los Sapitos. Precordillera Central, provincia de San Juan. Actas XX Congreso Geológico Argentino, S11, págs. 85-86.
- Soria, T., Heredia, S., Mestre, A., & Rodríguez, C. 2013. Conodontes floianos de la Formación San Juan en la quebrada de Talacasto, Precordillera de San Juan. *Serie Correlación Geológica*, 49: 93 - 106.
- Stappenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología. Mineralogía y Minería. Anales 4 (3): 1-187.
- Stauffer, C. 1935. The conodont fauna of the Decorah Shale (Ordovician). *Journal of Paleontology* 9: 596-620.
- Stelzner, A. 1876. Geologie der Argentinischen Republik. En: Napp, R. (Ed.): *Die Argentinischen Republik*, 71 ff. Buenos Aires.
- Stone, J. 1987. Review of investigative techniques used in the study of conodonts. En: Austin, R. (Ed.): *Conodonts: Investigative techniques and Applications*, Ellis Horwood Limited, Chichester: 17-34.
- Štorch, P., & Serpagli, E. 1993. Lower Silurian graptolites from Southwestern Sardinia. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 32, 3–57.

- Štorch, P., Mitchell, C., Finney, S., & Melchin, M. 2011. Uppermost Ordovician (upper Katian – Hirnantian) graptolites of north-central Nevada, U.S.A. *Bulletin of Geosciences* 86(2), 301–386.
- Stouge, S. 1984. Conodonts of the Middle Ordovician Table Head Formation, Western Newfoundland. *Fossils Strata* 16, 145.
- Sweet, W., & Bergström, S. 1962. Conodonts from the Pratt Ferry Formation (Middle Ordovician) of Alabama. *Journal of Paleontology*, 36 (6): 1214-1252.
- Sweet, W., & Bergström, S. 1984. Conodont provinces and biofacies of the late Ordovician. En: Clark, D. (Ed.): *Conodont biofacies and provincialism*. Geological Society of America Special Paper, 196: 69-87.
- Sweet, W., Turco, C., Warner, E., & Willkie, L. 1959. The American Upper Ordovician standard. I, Eden conodonts from the Cincinnati Region of Ohio and Kentucky. *Journal of Paleontology*, 33: 1029–1068.

## T

- Thomas, W., & Astini, R. 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from the Oachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273: 752-757. Washington.
- Thomas, W. & Astini, R. 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 67-79.
- Thomas, W., Astini, R., Mueller, P., & McClelland, W. 2015, Detrital-zircon geochronology and provenance of the Oclroyic synorogenic clastic wedge, and Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane: *Geosphere*, v. 11, N° 6, p. 1–21.
- Tickyj, H., Rodriguez Raising, M., Cingolani, C., Alfaro, M., & Uriz, N. 2009. Graptolitos ordovícicos en el sur de Mendoza, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2) 295-302.
- Törnquist, S. 1865. Om Fågelsångstraktens Undersiluriska lager. *Geologiska Iakttagelser*. Lunds Universitets årsskrift 1, 1–24.
- Törnquist, S. 1890. Undersökningar öfver Siljansområdets graptoliter. Pt. 1. Lunds Universitets Arsskrifter 26, 1–33.
- Törnquist, S. 1911. Graptolitologiska bidrag. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 33, 421-438.
- Toro, M., & Monaldi, R. 1981. *Benedettia huaquensis* nov. gen. et. sp. (Trilobita, Pliomeridae) de la quebrada de Huaco, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36: 236-239.
- Toro, M., & Brussa, E. 1997. Nuevos hallazgos de graptolitos ordovícicos en la Puna Oriental Argentina. Reunión de Comunicaciones científicas de la APA. *Ameghiniana* 34 (1): 126R.
- Toro, B., & Brussa, E. 2003. Graptolites. En: Benedetto, J. (Ed.): *Ordovician fossils of Argentina*. Universidad Nacional de Córdoba, Secretaría de Ciencia y Tecnología. pp. 441-505.



- Torres, F. 2016. Microfacies carbonáticas e interpretación paleoambiental del pase entre la Formación San Juan y Formación Los Azules, sierra de Villicum, Precordillera Oriental, Provincia de San Juan. Trabajo final de Licenciatura en Ciencias Geológicas. UNSJ. Inédita.
- Tsai, D. 1974. Ordovician graptolitic zones of Kazakhstan. En: Abdulin, A. *et al.* (Eds.): *Prepaleozoic and Paleozoic of Kazakhstan, 1. "Stratigraphy of Prepaleozoic, Cambrian, Ordovician and Silurian of Kazakhstan"*. Nauka, Alma-Ata, 216-223.
- Tullberg, S. 1883. Skånes Graptoliter II. Graptolitfaunorna I Cardiolaskiffern och Cyrtograptusskiffern. *Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C, Afhandlingar och Upsatser* 55, 1-43.
- Turner, J. 1953. Graptolite faunas of South America. Abstracts Dissert., Cambridge. Gran Bretaña.
- Turner, J. 1959-1960. Faunas graptolíticas de América del Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, 14: 5-180.
- Turner, J. 1959. Faunas graptolíticas de América del Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15 (1-2): 3-160.
- Tzaj, D. 1969. A new Ordovician genus *Acrograptus*. *Paleontological Journal* 1, 133-134.

## V

- Vaccari, N. 1994. Las faunas de trilobites de las sucesiones carbonáticas del Cámbrico y Ordovícico temprano de la Precordillera Septentrional, República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 271p. Inédito.
- Vaccari, N. 2001. Trilobites de la Formación San Juan (Ordovícico Inferior), Precordillera Argentina. *Ameghiniana* 38: 331-347.
- Vaccari, N. 2003. Trilobites de la Formación San Juan, Precordillera Argentina: Pliomeridae Raymond, 1913. *Ameghiniana*, 40 (2): 239-248.
- Vaccari, N., Waisfeld, B., & Carrera, M. 1986. Nuevos trilobites de la Formación San Juan (Ordovícico Temprano), Precordillera de San Juan y La Rioja, Argentina. *4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (Mendoza). Acta I: 89-97.
- Vail, P., Mitchum, R., & Thomson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists. Memoir* 26: 83-97.
- Vandenberg, A. 2008a. Atlas of graptolites Type specimens. *Atopograptus dubitatus* Folio 2.19.
- Vandenberg, A. 2008b. Atlas of graptolites Type specimens. *Atopograptus woodwardi*, Folio 2.99.
- Vandenberg, A., & Cooper, R. 1992. The Ordovician graptolite sequence of Australasia. *Alcheringa. An Australasian Journal of Palaeontology*, 16:1, 33-85.
- Vandenbroucke, T., Armstrong, H., Williams, M., Zalasiewicz, J., & Sabbe, K. 2009. Ground-truthing Late Ordovician climate models using the paleobiogeography of graptolites, *Paleoceanography*, 24, PA4202.
- Voldman, G., Ortega, G., & Albanesi, G. 2013. Middle Ordovician conodonts and graptolites at Los Cauquenes Range, Central Precordillera of San Juan, Argentina. En: Albanesi, G., & Ortega,

G. (Eds.): *Conodonts from the Andes*. International Conodont Symposium, No. 3, Asociación Paleontológica Argentina, Special Publication 13: 117-121.

- Voldman, G., Albanesi, G., Alonso, J., Fernández, L., Banchig, A., Cardó, R., Ortega, G., & Vallaure, A. 2015. New conodont records from the Rinconada Formation, eastern margin of the Argentine Precordillera: Tectono-stratigraphic implications. *12 International Symposium on Ordovician System* (Virginia). *Stratigraphy* 12 (2 supp.): 79–83.
- Volkheimer, W., Pöthe, D., & Baldis, D. 1980. Quitinozoos de la base del Silúrico de la Sierra de Villicum (Provincia de San Juan, República Argentina). *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”*. Paleontología II (6).
- Von Gosen, W. 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14(6): 643-667.
- Von Gosen, W., Buggisch, W., & Lehnert, O. 1995. Evolution of the Early Palaeozoic mélangé at the eastern margin of the Argentine Precordillera. *Journal of South America Earth Sciences*, 8, 405–424.

## W

- Waisfeld, B., Vaccari, N., Chatterton, B., & Edgecombe, G. 2001. Systematics of Shumardidae (Trilobita), with new species from the Ordovician of Argentina. *Journal of Paleontology*, 75, 827-859.
- Whittington, B., & Rickards, B. 1969. Development of *Glossograptus* and *Skiagraptus*, Ordovician graptoloids from Newfoundland. *Journal of Paleontology*, 43, pp. 800-817.
- Williams, S. 1992. Lower Ordovician (Arenig–Llanvirn) graptolites from the Notre Dame Subzone, central Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29(8), 1717–1733.
- Williams, S., & Stevens R. 1988. Early Ordovician (Arenig) graptolites of the Cow Head Group, western Newfoundland, Canadá. *Palaeontological Canadiana*, 5:1-167.
- Williams, S., & Reimers, C. 1983. Role of bacterial mats in oxygen deficient marine basins and coastal upwelling regimes: preliminary report. *Geology* 11: 267- 69.
- Williams, H., & Tallman, P. 1995. Graptolite-based evidence for a revised stratigraphic and structural setting of the Szechuan, Hunan and Xingchang antimony prospects, Exploits Subzone, central Newfoundland. *Atlantic Geology* 31, 87-93.

## X

- Xiao, C., & Chen, H. 1990. Some graptolite faunas of the Lower and Middle Ordovician from Gucheng area, Yushan. *Geology of Jiangxi*, 4: 81–244.

## Y

Young, G. 1997. Ordovician microvertebrate remains from the Amadeus Basin, central Australia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 17:1, 1-25.

Yu, J., & Fang, Y. 1981. *Arienigraptus*, a new genus from the Ningkuo Formation (Lower Ordovician) of south China. *Acta Palaeontologica Sinica* 20, 27–32.

**Z**

Zapata, T. 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30°S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles. *Argentina. Journal of South American Earth Sciences*, 11(2): 131-151.

Zhang, Y., & Chen, X. 2006. Evolutionary radiation of the Early-Mid Ordovician graptolites in South China. En: Rong, J. *et al.* (Eds.): *Originations, Radiations and Biodiversity Changes. Evidences from the Chinese Fossil Record*. Beijing: Science Press, 285–316, 867–869.

Zhang, Y., & Chen, X. 2008. Diversity history of Ordovician graptolites and its relationship with environmental change. *Sciences in China. Series D, Earth Sciences*, 51, 161 – 171.

Zhang, Y. Chen, X., & Goldman, D. 2007. Diversification patterns of Early and Mid Ordovician graptolites in South China. *Geological Journal* 42(3–4), 315–337.

Zhang, Y., Fan, J. X., & Liu, X. 2009. Graptolite biostratigraphy of the Shihtien Formation (Darriwilian) in West Yunnan, China. *Bulletin of Geosciences* 84(1), 35–40 (3 figures). Czech Geological Survey, Prague.

Zhang, Y., Chen, X., Goldman, D., Zhang, J., Cheng, J., & Song, Y. 2010. Diversity and paleobiogeographic distribution patterns of Early and Middle Ordovician graptolites in distinct depositional environments of South China. *Sciences in China, Series D, Earth Sciences* 53: 1811–1827.

Zhen, Y., & Percival, I. 2003. Ordovician conodont biogeography—reconsidered. *Lethaia* 36: 357-370.

Zima, M. 1976. Graptolite Assemblages of the Arenigian–Llanvirnian Boundary Beds in Northern Tien Shan. In: Kaljo, D. & Koren, T. (Eds.). *Graptolites and Stratigraphy*. Tallinn: 44–55.