

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS,

FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE POSGRADO

DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**ESTRATIGRAFÍA DE ALTA
RESOLUCIÓN DE LA TRANSICIÓN
ORDOVÍCICO-SILÚRICO DE LA
PRECORDILLERA DE SAN JUAN,
ARGENTINA.**

Ingeniero Geólogo Jessica C. Gómez S.

(CIGEOBIO, CONICET-INGEO, FCFN, UNSJ)

Director: Dr. Silvio Peralta

(CIGEOBIO, CONICET-INGEO, Dpto. Geología, FCFN, UNSJ)

Co-Director: Dra. Matilde Beresi.

(IANIGLA, CONICET, CCT MENDOZA)

San Juan, 2022

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

ABSTRACT

ÍNDICE

1-INTRODUCCIÓN	11
1.1 Objetivos de la tesis	13
1.1.1 Objetivo General	13
1.1.2 Objetivos Específicos	13
2-METODOLOGÍA DE TRABAJO	16
2.1 Tareas de Campo	16
2.2 Tareas de Laboratorio	17
2.3 Tareas de Gabinete	21
3-MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DE LA PRECORDILLERA	25
3.1 Modelos sobre el origen de la Precordillera.	30
4-ESTRATIGRAFÍA REGIONAL	39
4.1 Banco carbonático Cámbrico-Ordovícico Temprano de la Precordillera Central y Oriental.	39
4.1.1 Formación La Laja (Borrello, 1962; <i>emend.</i> Bordonaro, 1980)	40
4.1.2 Formación Zonda (Bordonaro, 1980).	40
4.1.3 Formación La Flecha (Baldis <i>et al.</i> , 1981)	40
4.1.4 Formación La Silla (Keller <i>et al.</i> , 1994)	41
4.1.5 Formación San Juan (Kobayashi, 1937; Furque, 1963)	41
4.2 Precordillera Central	42
4.2.1 Formación Gualcamayo (Furque, 1963)	42
4.2.2 Formación Los Azules (Furque, 1979)	43
4.2.3 Formación Don Braulio (Baldis <i>et al.</i> , 1982)	45
4.2.4 Grupo Tucunuco (Cuerda, 1965a)	45
Formación La Chilca (Cuerda, 1969)	46
Formación Los Espejos (Cuerda, 1969)	49
4.2.5 Grupo Gualilán (Baldis, 1975)	52
Formación Talacasto (Padula <i>et al.</i> , 1967)	53
Formación Punta Negra (Braccini, 1950).	54
4.2.6 Depósitos de olistostromas post- Formación Punta Negra	55
4.2.7 Formación Guandacol (Cuerda, 1965b)	56
4.2.8 Formación Tupe (Cuerda, 1965b)	57
4.2.9 Formación Los Gauchos (Furque, 1983)	57

4.2.10 Formación Patquía (Frenguelli, 1944)	58
4.2.11 Formación Pachaco (Sumay, 1980).	59
4.3 Precordillera Oriental	59
4.3.1 Formación Gualcamayo (Furque, 1963)	60
4.3.2 Formación La Cantera (Furque y Cuerda, 1979; <i>emend.</i> Baldis, <i>et al.</i> , 1982)	60
4.3.3 Formación La Pola (Astini, 2001a)	62
4.3.4 Formación Don Braulio (Baldis <i>et al.</i> , 1982)	64
4.3.5 Formación Rinconada (= Fm. Mogotes Negros) (Amos, 1954)	68
4.3.6 Formación Jejenes (Amos, 1954; = Estratos de Jejenes, Keidel, 1921; Serie de Jejenes, Heim, 1948).	69
4.3.7 Formación Torrecitas (Uliarte, 1977)	70
5-ANTECEDENTES SOBRE EL TEMA DE TESIS.	72
5.1 Precordillera Oriental	72
5.1.1 Antecedentes bioestratigráficos.	72
5.1.2 Antecedentes estratigráficos y sedimentológicos.	72
5.1.3 Antecedentes Isotópicos.	73
5.2 Precordillera Central.	74
5.2.1 Antecedentes bioestratigráficos	74
5.2.2 Antecedentes estratigráficos y sedimentológicos.	79
5.2.3 Antecedentes Isotópicos	79
5.3 Precordillera Occidental	80
5.4 Precordillera de Mendoza	81
5.5 Antecedentes Regionales y Continentales	81
5.5.1 Sierras Subandinas del NO de Argentina.	81
5.5.2 Macizo Nordpatagónico de Argentina	84
5.5.3 Perú.	84
5.5.4 Bolivia.	85
5.5.5 Paraguay.	86
5.5.6 Brasil.	87
5.5.7 Venezuela.	88
6-GEOLOGÍA DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO	92
6.1 Precordillera Central	92
6.1.1 Cerro Blanco, norte de Gualilán.	92
6.1.2 Cerro La Chilca	95
6.1.3 Área de Talacasto	98
Sección Baños de Talacasto	100
Sección Quebrada Ancha	102

Sección Poblete Sur	104
Sección Poblete Norte	106
6.1.4 Portezuelo del Tambolar	109
6.1.5 Cerro Blanco de Pachaco	112
6.2 Precordillera Oriental	115
6.2.1 Sierra de Villicum (Quebrada de Don Braulio)	115
7-DEPÓSITOS TRANSGRESIVOS HIRNANTIANOS EN LA PRECORDILLERA CENTRAL.	121
7.1 Litofacies A1: Areniscas Calcáreas.	122
7.2 Litofacies A2: Conglomerado con clastos de chert.	123
Análisis estadístico	
7.3 Litofacies A3: Pseudo-conglomerado Fe-fosfático.	128
7.4 Discusión	129
7.4.1 Naturaleza de las Superficies Transgresivas	129
Superficie Transgresiva (<i>Transgressive Surface</i> , TS)	129
Superficie de Ravinamiento por Oleaje (<i>Wave Ravinement Surface</i> , wRs)	130
7.4.2 Etapa Inicial de la Transgresión (Arenisca Calcárea, Litofacies A1).	131
7.4.3 Consideraciones sobre el conglomerado con clastos de chert (Litofacies A2)	132
<i>Lag</i> Transgresivo	132
Modelo de Playa Gruesa	133
Variaciones laterales de la litofacies A2 en la Precordillera Central.	135
7.4.4 <i>Lag</i> Fosfático (Pseudo-conglomerado Fe-fosfático, Litofacies A3).	137
8-DEPÓSITOS DE IRONSTONE EN LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL	139
8.1 Depósitos ferruginosos hirnantianos en la Precordillera Central	140
8.1.1 Litofacies B1: Arenisca Oolítica Fe-fosfática	140
Subfacies B1Q: Arenisca Cuarzosa oolítica	140
Subfacies B1FP: Oolitas Fe-fosfáticas	142
8.1.2 Descripción y análisis de los ooides	143
Geoquímica de los ooides de la litofacies B1.	144
Análisis paleoambiental de los ooides.	144
8.1.3 Procedencia del Fe de la litofacies B1.	147
8.2 Depósitos ferruginosos llandoveryanos en la Precordillera Oriental	148
8.2.1 Litofacies B2: Areniscas Oolíticas Fe-Si-Fosfáticas	148
Subfacies B2F: Arenisca Ferruginosa con ooides.	149
Subfacies B2FSP: Oolitas Fe-Si-fosfáticas.	149
8.2.2 Descripción y análisis de los ooides	150
Geoquímica de los ooides de la litofacies B2.	151

Análisis paleoambiental de los ooides.	153
8.3 Discusión	153
8.3.1 Correlación de los depósitos de <i>Ironstone</i> en la cuenca de la Precordillera.	153
8.3.2 Correlación de los depósitos de <i>Ironstone</i> con depósitos homólogos de Sudamérica.	159
9-DEPÓSITOS DE UPWELLING EN LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL.	164
9.1 Litofacies C: Depósitos de <i>upwelling</i>	165
9.2 Discusión	166
9.2.1 Modelo de Pluma de <i>upwelling</i> en la OST, Precordillera Central y Oriental.	166
9.2.2 Consideraciones de un modelo de <i>upwelling</i> de baja producción y alta latitud.	168
10- BIOFACIES EN LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL.	173
10.1 Palinomorfos en la OST del área de Talacasto y Sierra de Villicum.	175
10.1.1 Sección Baños de Talacasto.	177
10.1.2 Sección de Quebrada Ancha.	177
10.1.3 Sección de Poblete Norte	180
10.1.4 Sección de Quebrada de Don Braulio	180
10.1.5 Palinomorfos del Hirnantiano en los estratos basales de la Formación La Chilca.	185
10.2 Determinación de las Faunas Bentónicas Transicionales (BTF) y su relación con la Zona de <i>M. persculptus</i> en la Precordillera.	187
10.2.1 TBF1: Faunas Bentónicas Transicionales tipo 1	190
10.2.2 TBF2: Faunas Bentónicas Transicionales tipo 2	191
10.2.3 TBF3: Faunas Bentónicas Transicionales tipo 3	192
11-CONSIDERACIONES TECTO-SEDIMENTARIAS DE LA SUCESIÓN DEL HIRNANTIANO-RHUDDANIANO DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL DE SAN JUAN.	197
11.1 Propuesta de un modelo para la evolución tectosedimentaria del Ordovícico Tardío en la Precordillera Central y Oriental.	199
11.2 Evolución tectosedimentaria de la sucesión Hirnantiano-Rhuddaniano en la Precordillera Central.	205
12-ANÁLISIS QUIMIOESTRATIGRÁFICO DE LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) EN LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL DE SAN JUAN.	210
12.1 Geología isotópica de la transición Ordovícico-Silúrico de la Precordillera Central y Oriental	211
12.2 Discusión	212
12.2.1 Precordillera Central.	213

Sección Baños de Talacasto:	213
Sección Cerro La Chilca:	214
12.2.2 Precordillera Oriental	214
Sección Quebrada de Don Braulio:	214
13-SUCESIÓN DE EVENTOS EN LA TRANSICIÓN DEL ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA.	218
13.1 Hirnantiano inferior (Zona de <i>M. extraordinarius</i>)	218
13.2 Hirnantiano inferior-medio (Zona de <i>M. persculptus</i> inferior-medio)	220
13.3 Hirnantiano superior (Zona de <i>M. persculptus</i> medio-superior)	222
13.4 Llandoveryano inferior (Zonas <i>P. acuminatus</i> y <i>A. atavus</i>)	224
13.5 Llandoveryano inferior-Wenlockiano	224
14-CONCLUSIONES	226
REFERENCIAS	232
ÍNDICE DE FIGURAS	297
ÍNDICE DE TABLAS	312

RESUMEN

Se aportan nuevos datos a partir del análisis estratigráfico, sedimentológico, paleoambiental, bioestratigráfico, biofacial, geoquímico y de correlación estratigráfica de la **Transición Ordovícico-Silúrico** (OST, *Ordovician-Silurian Transition*) en los estratos basales de la Formación La Chilca, en la Precordillera Central y en la Formación Don Braulio, en la Precordillera Oriental. Se analizaron en detalle tres secciones principales: Cerro La Chilca, Quebrada Ancha y Quebrada de Don Braulio y, adicionalmente, seis secciones complementarias; Gualilán, Poblete Norte, Baños de Talacasto, Poblete Sur, Pachaco y Tambolar, todas ellas en la Precordillera Central.

Se reconocieron las siguientes litofacies en los estratos basales de la Formación La Chilca, asociadas con la OST: A1) **Arenisca calcárea**, resultado de un retardo de la transgresión postglacial, sobre una superficie transgresiva (TS, *Transgressive Surface*) a escala local de la cuenca. A2) **Conglomerado con clastos de chert**, el “clásico conglomerado basal de la Formación La Chilca”, caracterizada como un depósito de rezago o *lag* transgresivo, sobre una superficie de ravinamiento por oleaje (wRs, *Wave Ravinement Surface*). A3) **Pseudo-conglomerado Fe-fosfático**, interpretado como un *lag* fosfático. B1) Arenisca oolítica Fe- fosfática, como depósitos ferríferos *in situ* resultado de una trampa clástica. Hacia el tope de la Formación Don Braulio se reconocieron las litofacies: C) **Depósitos de upwelling**, caracterizados por un proceso de baja intensidad, también reconocidos en la base de la Formación La Chilca; y B2) **Areniscas Oolíticas Fe-Silico-Fosfáticas**, interpretadas por sus características texturales y fábrica como barras oolíticas redepositadas.

La revisión de las faunas de braquiópodos relacionadas con la OST, permite inferir la presencia de faunas bentónicas transicionales (TBF, *Transitional Benthic Fauna*) en la Precordillera Central y Oriental. **TBF1** para la primera asociación de braquiópodos de la Formación Don Braulio, en la Sierra de Villicum (Zona *M. extraordinarius*). **TBF2** para la segunda fauna de braquiópodos y graptolitos asociados en la Formación Don Braulio, Sierra de Villicum, y para la fauna de braquiópodos en las secciones de Cerro El Fuerte y Cerro La Chilca (Zona de *M. persculptus* inferior-medio). **TBF3** para la fauna de braquiópodos en las secciones de Mogotes Azules, y Zona de *M. persculptus* superior en el área de Talacasto. Se describe por primera vez, una asociación de palinomorfos característica del Hirnantiano en los estratos basales de la

Formación La Chilca (Zona de *M. persculptus* medio-superior), en la sección de Poblete Norte, Talacasto.

El análisis y correlación de las curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y $\delta^{15}\text{N}$ en la sección de Quebrada de Don Braulio, con los GSSP del Hirnantiano y Rhuddaniano, permitió establecer tentativamente la posición estratigráfica de la OST en la Formación Don Braulio. De acuerdo con las correlaciones realizadas, excursiones positivas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y $\delta^{15}\text{N}$ permiten reconocer el límite Ordovícico-silúrico entre los 75 cm y los 3 m en el tramo basal del Miembro de Fangolitas Ocreas.

Un modelo E-O tecto-sedimentario para la Precordillera Central y Oriental, permite proponer la conexión entre los depocentros de Cerro La Chilca y Villicum, durante el Ordovícico Tardío temprano, y un basculamiento hacia el oeste de los bloques Cerro La Chilca-Villicum, en el Katiano?-Hirnantiano inferior, y una tectónica tipo “yo-yo” en el Hirnantiano inferior-Silúrico. Una reconstrucción palinspástica N-S considerando los depocentros de Guandacol, Cerro del Fuerte, Cerro La Chilca y Villicum, permite sugerir un modelo de transcurrancia con desplazamiento dextral del bloque oriental con los depocentros Guandacol-Villicum, respecto al bloque occidental con los depocentros de Cerro La Chilca y Cerro del Fuerte, en el Hirnantiano medio-superior.

Cuatro pulsos transgresivos han sido reconocidos en la OST. El **primer pulso** corresponde al Miembro Diamictítico Inferior de la Formación Don Braulio. El **segundo pulso** caracterizado por un retardo en la transgresión, evidenciado por la litofacies A1 y la biofacies TBF2 en la Precordillera Central, y por las biofacies TBF1 y TBF2 en la Precordillera Oriental. El **tercer pulso** se caracterizaría por un rápido ascenso del nivel del mar, relacionado con un *lag* transgresivo (Litofacies A2), un *lag* Fe-fosfático (Litofacies A3), y la generación de una trampa clástica (Litofacies B1), en la Precordillera Central. El **cuarto pulso** representaría las fases finales de la transgresión postglacial, evidenciado por los depósitos de *upwelling*, el registro de la biofacies TBF3 y las pelitas fosilíferas del Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca, en la Precordillera Central. Seguido del inicio de la somerización de la cuenca, resultando en la depositación de barras oolíticas Fe-Silico-fosfático (litofacies B2), en la Precordillera Oriental.

Palabras claves: Estratigrafía, Alta Resolución, Transición Ordovícico-Silúrico, Precordillera San Juan, Argentina

HIGH-RESOLUTION STRATIGRAPHY OF THE ORDOVICIAN-SILURIAN TRANSITION, IN THE SAN JUAN PRECORDILLERA, ARGENTINA.

ABSTRACT

New data are provided of the **Ordovician-Silurian Transition** (OST) deposits, basal strata of the La Chilca Formation and correlatives, in the Central Precordillera, and Don Braulio Formation, in the Eastern Precordillera. This study includes three main sections: Cerro La Chilca, Quebrada Ancha and Quebrada de Don Braulio, and six complementary sections: Gualilán, Poblete Norte, Baños de Talacasto, Poblete Sur, Pachaco and Tambolar. Stratigraphic, sedimentological, paleoenvironmental, biostratigraphic, biofacies, geochemical, and correlations analyses have been focused on characterizing the OST.

Four lithofacies were recognized in the basal strata of the La Chilca Formation: **A1) Calcareous sandstone**, reflecting a delayed postglacial transgression, overlying a flooding surface (TS) at the basin scale. **A2) Chert clasts conglomerate**, namely the "classic basal conglomerate of the La Chilca Formation", characterized by transgressive lag deposit, overlying the Wave Ravinement Surface (wRs). **A3) Fe-phosphate pseudo-conglomerate**, interpreted as a phosphate lag. **B1) Fe-phosphatic oolitic sandstone**, indicating an *in situ* ironstone deposits, related to a clastic trap. Two lithofacies have been recognized at the top of the Don Braulio Formation: **C) Upwelling deposits**, characterized by a low-intensity process; this lithofacies is also recognized in the lowest part of the La Chilca Formations; and **B2) Fe-Silico-Phosphatic Oolitic Sandstones**, interpreted as redeposited oolitic bars.

In the Central and Eastern Precordillera, transitional benthic faunas (TBF) and their related graptolite zones are recognized: **TBF1**, corresponds to the first association of brachiopods from the Don Braulio Formation, in the Sierra de Villicum (*M. extraordinarius* Zone). The **TBF2**, is related to the second brachiopod fauna of the Don Braulio Formation, in the Sierra de Villicum, as well as the Cerro del Fuerte and Cerro La Chilca brachiopod fauna (lower-middle *M. persculptus* Zone). Finally, the **TBF3**, embraces to the brachiopod fauna in the Mogotes Azules section and the graptolites of the upper *M. persculptus* zone, in the Talacasto area. Hirnantian

palynomorphs assemblages are recognized, in the basal strata of the La Chilca Formation in the Poblete Norte section (Talacasto area) for the first time.

The analysis and correlation of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{15}\text{N}$ isotopes curves with the Hirnantian and Rhuddanian GSSPs, allowed establishing the OST stratigraphic position in the Don Braulio Formation (Quebrada de Don Braulio section). According to the isotopic data, the Ordovician-Silurian boundary is recognized between 75 cm and 3 m from the basal of the Fangolitas Ogres Member, from the positive excursions of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{15}\text{N}$ analyzed.

The connection between the Cerro La Chilca and Villicum depocentres, during the early Late Ordovician, is explained by an East-West tecto-sedimentary model for the Central and Eastern Precordillera. The Cerro La Chilca and the Villicum blocks tilted toward the West in the Katian?-Lower Hirnantian, and a “yo-yo” tectonic occurred throughout the Lower Hirnantian-Silurian. A North-South palinspastic reconstruction model has been performed to explain the displacement of the Guandacol and Villicum depocentres (Eastern block) with respect to the Cerro del Fuerte and Cerro La Chilca (Western block) by means of dextral strike-slip, during the middle-upper Hirnantian.

Four transgressive pulses have been recognized through the OST. The **first** one is related to the Lower Diamictitic Member of the Don Braulio Formation. The **second** pulse, characterized by a time-delay in the transgression, encompasses the A1 lithofacies and TBF2 biofacies in the Central Precordillera, and the TBF1 and TBF2 biofacies in the Eastern Precordillera. A rapid rise in relative sea level characterizes the **third** pulse, which is related to transgressive lag (A2 Lithofacies) Fe-phosphate lag (A3 Lithofacies), and the generation of a classic trap (B1 Lithofacies) in the Central Precordillera. Finally, the **fourth** transgressive pulse includes the upwelling deposits, the TBF3 biofacies, and the Salto Macho Member of the La Chilca Formation in the Central Precordillera. Fe-Silico-phosphate oolitic bar deposits (B2 lithofacies) in the Eastern Precordillera evidence the *shallowing* of the basin.

Keywords: Stratigraphy, High-Resolution, Ordovician-Silurian Transition, San Juan Precordillera, Argentina.

INTRODUCCIÓN



Objetivo General
Objetivos Específicos

1- INTRODUCCIÓN

Si bien la Precordillera constituye un área clásica para el estudio del Eopaleozoico del margen gondwánico sudamericano, existen escasas localidades que registran la Transición Ordovícico-Silúrico (OST, por sus siglas en inglés: Ordovician-Silurian Transition). En este sentido cabe mencionar la Formación Don Braulio (Baldis *et al.*, 1982; Hirnantiano-Llandovertiano), expuesta en el faldeo oriental de la Sierra de Villicum, en la Precordillera Oriental de San Juan; y la Formación La Chilca (Cuerda, 1969; Hirnantiano-Wenlockiano temprano), en el área de Talacasto y en el flanco Oeste del Cerro La Chilca, en la Precordillera Central.

La OST está relacionada con el estudio de los eventos glacial y postglacial del Hirnantiano y Llandovertiano de la Precordillera, los cuales han sido abordados desde la década de los 90, a partir del primer registro de Peralta y Cárter (1990a, 1999), al que siguieron aportes de Astini y Benedetto (1992), Astini (1993), Peralta, 1993a, Peralta y Baldis (1992, 1994), Buggish y Astini (1993), Astini (1993, 2001a,b), Beresi (2002), entre otros.

Desde el punto de vista paleobiológico, autores precedentes realizaron estudios de las faunas de trilobites (Baldis y Blasco, 1975; Monaldi y Boso, 1987), braquiópodos (Levy y Nullo, 1974; Benedetto, 1986; Benedetto y Cocks, 2009), graptolitos (Cuerda *et al.*, 1988; Peralta y Baldis, 1990; Rickards *et al.*, 1996), Lenz *et al.*, (2003), briozoos y espículas de esponjas (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2014; Hapern *et al.*, 2014). Estos estudios permitieron el reconocimiento de la Fauna de *Hirnantia*, las zonas de *M. persculptus*, *P. acuminatus* y *A. atavus*, y la Fauna *Dalmanitina-Eohomalonotus*, entre otras. A ellos se suma la propuesta de modelos tectosedimentarios de la cuenca Hirnantiano-Silúrico (Astini *et al.*, 1995; Astini y Maretto, 1996; Peralta, 2006, 2007, 2013a; Peralta y Páez, 2017).

El registro faunístico y sedimentario relacionado con los eventos glacial y postglacial de la Precordillera, la han convertido en un área clave para nuevos análisis y modelos en la OST (Benedetto *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2019; Huang *et al.*, 2019). En este contexto se destacan las características estratigráficas y bioestratigráficas de las

formaciones La Chilca y Don Braulio, y sus variaciones laterales, Formación Los Bretes y niveles basales de la Formación Tambolar, y equivalentes del Noroeste de Argentina, formaciones Zapla y Lipeón.

La localidad de Talacasto ha sido, hasta el momento, la única sección en Precordillera donde se ha reconocido el límite Ordovícico-Silúrico (Cuerda *et al.*, 1988; Lenz *et al.*, 2003; López *et al.*, 2020). Sin embargo, nuevos datos aportados en este trabajo permiten proponer una posición estratigráfica para el límite Ordovícico-Silúrico en la Formación Don Braulio. En el resto de las localidades de la Precordillera, a pesar de que la falta de registro fósil y, en algunos casos, la intensa bioturbación, impiden reconocer el límite Ordovícico-Silúrico, la OST se infiere a partir de datos de correlación.

El presente trabajo tiene por objeto el estudio estratigráfico de alta resolución de la OST de la Precordillera de San Juan, Argentina, con especial consideración sobre las características de los eventos glacial y postglacial. Para este estudio, se consideraron tres localidades principales: Cerro La Chilca y Quebrada Ancha (Precordillera Central) y Quebrada de Don Braulio (Precordillera Oriental). Asimismo, se realizaron estudios en otras secciones de Precordillera Central tales como: Gualilán, Poblete Norte, Baños de Talacasto, Poblete Sur, Pachaco y Tambolar, teniendo en cuenta el buen grado de preservación y exposición de la Formación La Chilca y unidades equivalentes.

Los estudios sedimentológicos, bioestratigráficos (esencialmente palinomorfos y graptolitos), geoquímicos, isotópicos, paleobiológicos, y el análisis de discontinuidades estratigráficas, han permitido aportar nuevos datos y modelos paleoambientales, para la cuenca del Hirnantiano-Rhuddaniano de la Precordillera Central y Oriental. Asimismo, se analizaron los efectos en las variaciones de las asociaciones faunísticas (extinciones y reemplazos de los principales grupos fósiles), como también se caracterizaron los depósitos ferro-fosfáticos (Fe-fosfáticos) asociados. En el marco de los estudios realizados, se ha considerado el comportamiento tectosedimentario de la cuenca Hirnantiano-Silúrico de Precordillera, y su evolución paleogeográfica y geodinámica en el contexto de Gondwana Occidental.

1.1 Objetivos de la tesis

1.1.1 Objetivo General

Realizar estudios estratigráficos de alta resolución en la transición Ordovícico-Silúrico (OST) de la Precordillera de San Juan, Argentina. Ello a partir del aporte de nuevos datos relacionados con la estratigrafía, contenido paleobiológico, biofacies, naturaleza isotópica, paleogeografía, depósitos diagnósticos y variaciones paleoclimáticas de la Precordillera Argentina, durante la transición Hirnantiano-Rhuddaniano. Ello considerando además su incidencia en las variaciones paleoambientales, recambio faunístico y dinámica sedimentaria. Con la información resultante elaborar cartas de correlación a escala local de la cuenca, y regional al considerar sucesiones equivalentes de las Sierras Subandinas en el Noroeste Argentino (NOA), como así también a escala continental, al considerar la correlación con depósitos homólogos de Bolivia, Perú, Paraguay, Brasil, Venezuela y África.

1.1.2 Objetivos Específicos

Realizar estudios abordando la estratigrafía, sedimentología, petrografía sedimentaria, geología isotópica (C y N), paleontología y su aplicación bioestratigráfica, de las sucesiones que incluyen la Transición Ordovícico-Silúrico en: i) Sierra de Villicum, Precordillera Oriental, ii) Quebrada Ancha de Talacasto y, iii) Cerro La Chilca, estas dos últimas secciones en Precordillera Central. En forma complementaria realizar estudios similares en las secciones complementarias del cordón del Cerro Blanco de Gualilán, Poblete Norte, Poblete Sur, Baños de Talacasto, Portezuelo del Tambolar y Cerro Blanco de Pachaco, todas ellas en Precordillera Central.

Realizar estudios taxonómicos de palinomorfos y en el caso de graptolitos, braquiópodos y trilobites, como formas frecuentes en las sucesiones del Hirnantiano y Llandoveryano de Precordillera, se recurrió a la base de datos aportados por especialistas en el tema, a través de diversas publicaciones. Ello con el propósito de integrar los datos paleobiológicos, con datos quimiestratigráficos, sedimentológicos y de naturaleza tecto-sedimentaria, a los efectos de su aplicación en la caracterización de la OST.

Analizar las biofacies de las unidades sedimentarias objeto de estudio, en la transición Hirnantiano-Llandovertiano, en el contexto de la cuenca eopaleozoica de Precordillera.

Analizar la incidencia de los eventos glacial y postglacial del Hirnantiano, que controlaron el contenido y desarrollo biótico, de la sucesión motivo de estudio, considerando además los diversos factores ambientales actuantes (energía del medio, tipo de substrato, oxigenación, salinidad, tasa de sedimentación/erosión, aporte de nutrientes, batimetría). Aplicar los resultados obtenidos en la interpretación de aspectos paleoecológicos y en la caracterización de los ambientes sedimentarios resultantes.

Sobre la base de los datos obtenidos, realizar un análisis de correlación a escala local de la cuenca de Precordillera, considerando esencialmente elementos paleobiológicos, depósitos diagnósticos, discontinuidades estratigráficas y estudios isotópicos. Para estos últimos, construir curvas de comportamiento de C, O y N durante la OST, analizando su correlación en las secciones estudiadas en el ámbito de la Precordillera, como así también con otras secciones equivalentes del resto del mundo.

A escala regional y continental, analizar la correlación con la Formación Zapla en el Noroeste de Argentina; con la Formación Cancañiri y equivalentes de la Cuenca ordovícica de Bolivia y Perú; Conglomerado Villa María y Formación Caacupé en el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano de Paraguay Oriental; formaciones Alto Garças, Iapo y Vila María, de la Cuenca de Paraná, Brasil; formaciones Caparo y el Horno de la Cuenca Barinas-Apure de Venezuela, y las sucesiones del Hirnantiano-Llandovertiano del continente africano, considerando la ubicación del paleopolo en África Occidental, durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano.

METODOLOGÍA DE TRABAJO



Tareas de Campo
Tareas de Laboratorio
Tareas de Gabinete

2-METODOLOGÍA DE TRABAJO

Las tareas de investigación se desarrollaron de manera sistemática. En una primera instancia, se procedió a la búsqueda y recopilación bibliográfica de trabajos relacionados al tema de Tesis (nacionales e internacionales), como así también a las áreas de trabajo. Paso seguido se realizó un análisis de la cartografía geológica de la Precordillera Central y Oriental de San Juan, con la finalidad de establecer la ubicación de las unidades litoestratigráficas a estudiar, y las relaciones estructurales y estratigráficas con unidades adyacentes.

2.1 Tareas de Campo

Consistió en campañas en las secciones principales y secundarias ubicadas en la Precordillera Central y Oriental que registran sucesiones del Hirnantiano y/o Llandoveryano: Cerro La Chilca y Quebrada Ancha (Sierra de Talacasto) en la Precordillera Central; y Quebrada Don Braulio en la Sierra de Villicum, Precordillera Oriental. Adicionalmente se realizaron observaciones y estudios complementarios en las localidades de: Cerro Blanco al norte de Gualilán, Poblete Norte, Poblete Sur, Baños de Talacasto, Portezuelo del Tambolar y Cerro Blanco de Pachaco en Precordillera Central de San Juan (Fig. 1A, B).

En cada una de las localidades se realizaron perfiles estratigráficos, describiendo fundamentalmente características litológicas, estructuras sedimentarias físicas y biogénicas, espesores y relaciones estratigráficas. Cada perfil fue identificado con sus coordenadas GPS utilizando la aplicación GPS STATUS (versión 11.0.307, libre licencia) y el topónimo correspondiente (Fig. 2A).

Se realizó un muestreo sistemático para la obtención de fósiles, con énfasis en graptolitos, braquiópodos, trilobites, espículas de esponjas y microfósiles (palinomorfos) (Fig 2B). Las muestras litológicas y paleontológicas fueron codificadas con las iniciales de cada localidad y en orden ascendente, de base a tope en cada uno de los perfiles (Tabla 1).

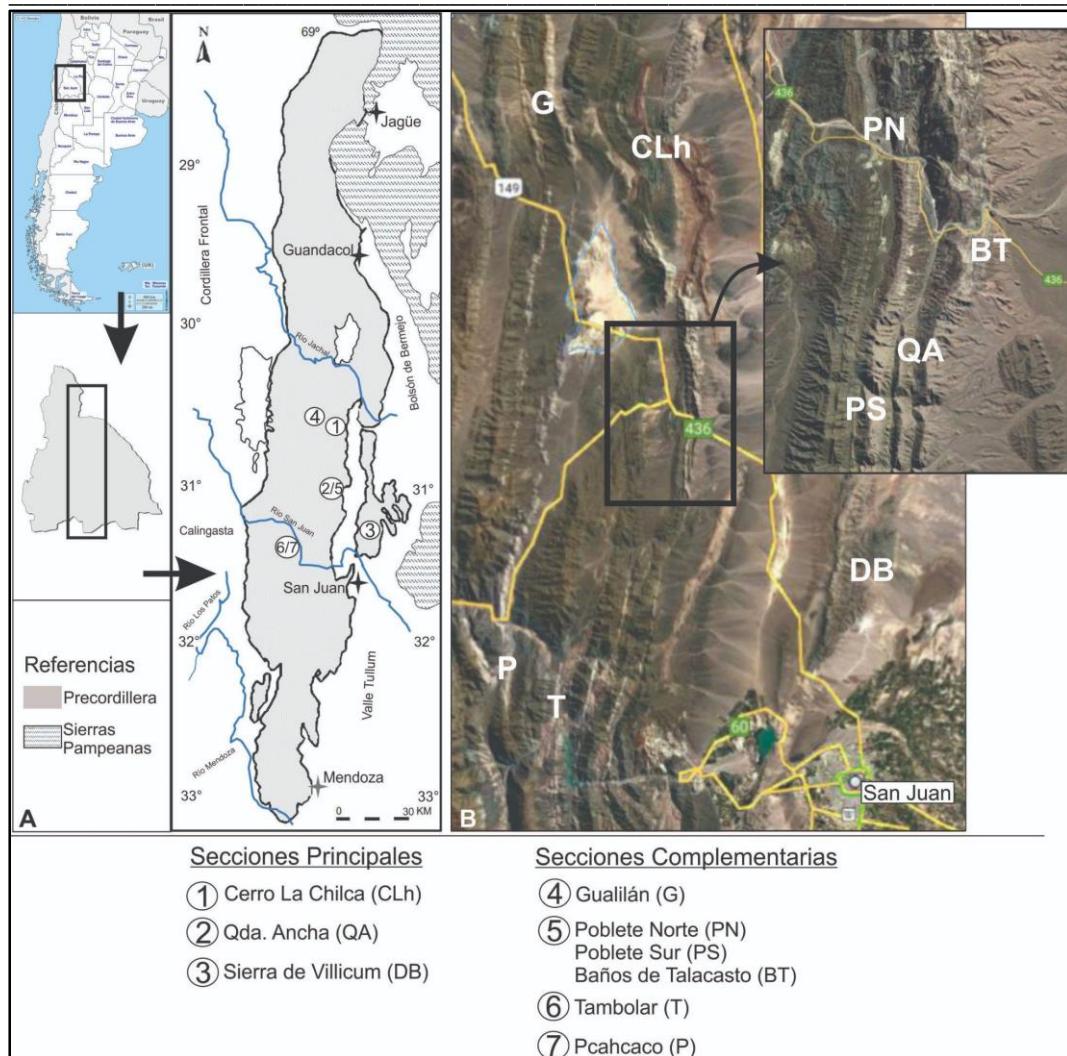


Figura 1. A-Mapa de Precordillera mostrando la ubicación de las secciones principales y complementarias analizadas en este trabajo (modificado de Baldis *et al.*, 1982). B- Imagen Google Earth mostrando las rutas de acceso más cercanas y la ubicación de las localidades estudiadas: Cerro La Chilca (CLh), Quebrada Ancha (QA), Sierra de Villicum (DB), norte de Gualilán (G), Poblete Norte (PN), Poblete Sur (PS), Baños de Talacasto (BT), Portezuelo de Tambolar (T) y Cerro Blanco de Pachaco (P).

2.2 Tareas de Laboratorio

Se seleccionaron 24 muestras macroscópicas de roca para realizar trece (13) secciones pulidas y once (11) secciones delgadas, que fueron preparadas en el Laboratorio de Petrotomía del Instituto de Geología Dr. Emiliano Pedro Aparicio (INGEO). Las observaciones se realizaron con lupa binocular (modelo UNICO, OLYMPUS), microscopio digital (Modelo *Cooling tech microscope* 500x) y microscopio petrográfico (Modelo ZEISS) (Fig. 3 A-C).

Tabla 1. Abreviaturas de las localidades estudiadas.

Localidad	Abreviatura
Cerro La Chilca	LCh
Gualilán	G
Poblete Norte	PN
Poblete Sur	PS
Quebrada Ancha	QA
Baños de Talacasto	BT
Tambolar	T
Pachaco	P
Quebrada Don Braulio	DB

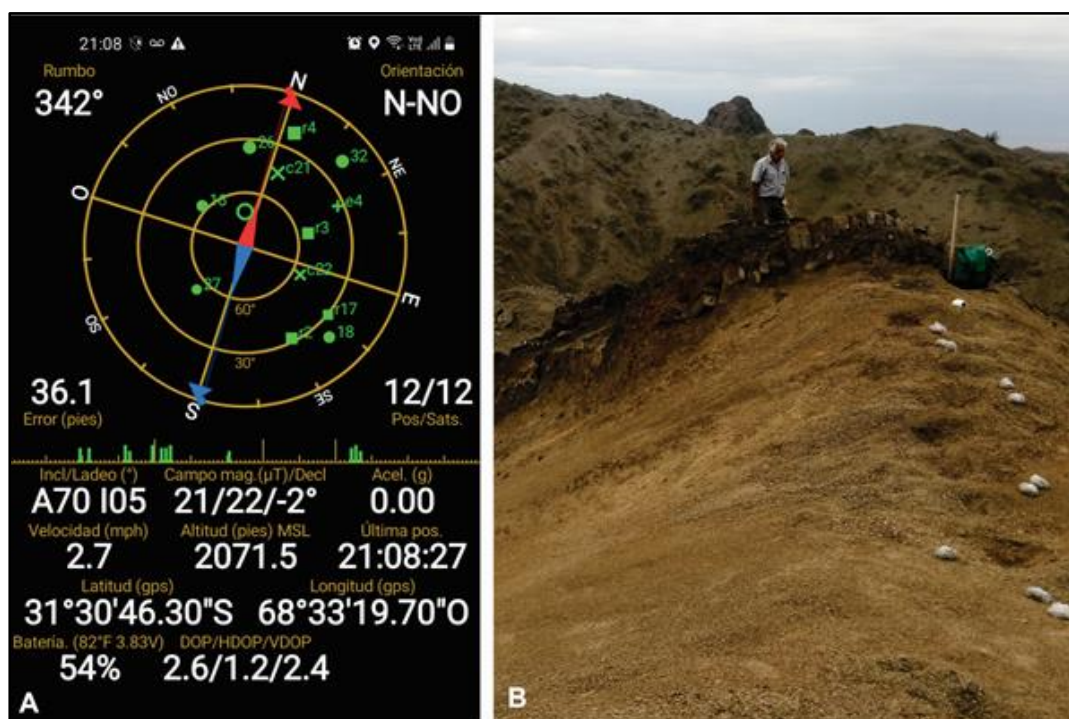


Figura 2. A- Aplicación GPS STATUS (versión 11.0.307, libre licencia), indicando formato de las coordenadas, orientación, número de satélites conectados, error de medición y altitud (1 pie equivale a 0.3048m). B- Muestreo sistemático para estudios palinológicos e isotópicos en el Miembro de Fangolitas Ocre de la Formación Don Braulio, Sierra de Villicum.

Siguiendo la metodología de Tucker (2003), sobre una cuadrícula de 1,0 x 1,0 m, se tomó una muestra de 94 clastos del conglomerado basal de la Formación La Chilca,

de tamaño sábulo a guijarro, según la escala granulométrica de Udden-Wentworth introducida por Wentworth (1922), distribuidos de la siguiente forma: 31 clastos en Poblete Sur, 33 clastos en Quebrada Ancha y 30 clastos en Baños de Talacasto. Se realizaron análisis estadísticos descriptivos y multivariados, utilizando los software InfoStat y SPSS (ambos de libre licencia). Los patrones encontrados fueron analizados considerando las clasificaciones de redondez y esfericidad según Zingg (1935); Powers (1982); y Scasso y Limarino (1997).

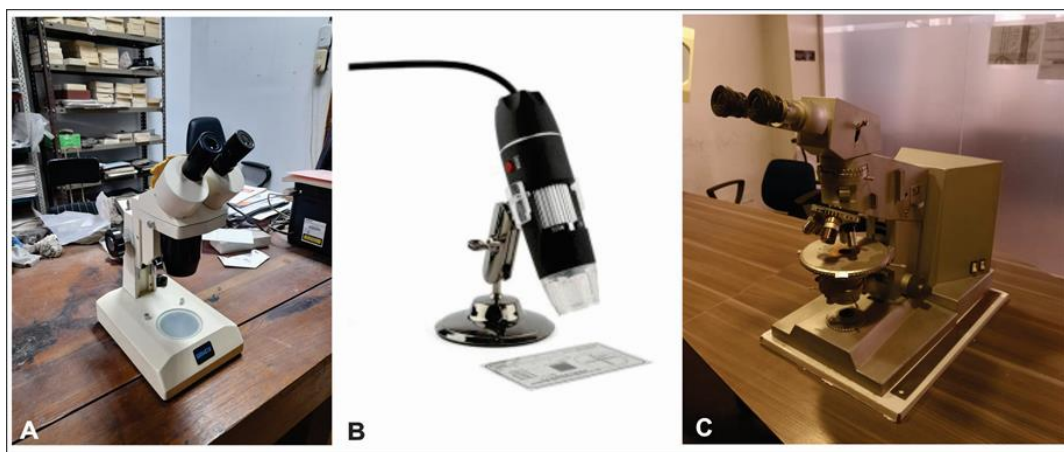


Figura 3. A- Lupa binocular modelo UNICO. B- Microscopio Digital modelo *Cooling tech microscope* 500x. C- Microscopio Petrográfico modelo ZEISS.

En los estratos basales de la Formación La Chilca se recolectaron 43 muestras para palinología en 4 localidades: 6 en Baños de Talacasto, 10 en Quebrada Ancha y 3 en Poblete Norte; y 24 muestras en la Quebrada de Don Braulio en los dos miembros superiores de la Formación don Braulio (Gómez *et al.*, 2021a). Las muestras de palinomorfos fueron procesadas según la técnica de Traverse (2007) con algunas modificaciones menores, llevado a cabo por el Lic. Leonardo Silvestri y la Dra. Mercedes di Pasquo, en el Laboratorio de Palinoestratigrafía y Paleobotánica (LPP) del Centro de Investigaciones CICYTTP (CONICET-ENTRE RÍOS-UADER) (Fig. 4), de la ciudad de Diamante, Entre Ríos. Se realizó la molienda de 15 a 20 gramos de muestra, en trozos no menores de 5 mm, y se colocaron en ácido clorhídrico HCl (20%) y HF (45%). En otros casos, fueron tratados con HCl caliente para desagregar la materia orgánica.

Luego de estos procedimientos se realizaron filtrados con mallas de 25 μm y 10 μm y se utilizó Trabasil como medio de montaje. Se realizó la concentración manual de

palinomorfos (*picking* con pipeta), y se realizaron preparados para su estudio microscópico. Asimismo, en la revisión de residuos bajo lupa se realizó la recolección manual de individuos montados en porta-cubre para ser ilustrados en microscopios ópticos Leica DM500, portando videocámaras AmScope 14 Mpixels. Luego, los palinomorfos fueron lavados con alcohol para eliminar la glicerina, y montados en tacos para ser ilustrados con un microscopio electrónico de barrido (MEB) de mesada Phenom Pro (Jenck) perteneciente al CICYTTP (CONICET-ENTRE RÍOS-UADER).



Figura 4. A- Láminas de palinomorfos recolectados. B- Instalaciones del Laboratorio de Palinoestratigrafía y Paleobotánica, del Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICYTTP-CONICET- ER- UADER) (Tomado <https://cicyttp.conicet.gov.ar/palinoestratigrafia-y-paleobotanica/>).

El material se encuentra en la Paleopalinoteca del CICYTTP (acrónimo CICYTTP-PI) (Di Pasquo y Silvestri, 2014), donde permanecerá a cargo de la Dra. Mercedes di Pasquo, debido a que continúan siendo objeto de estudios taxonómicos y análisis bioestratigráficos.

Los análisis geoquímicos se dividieron en dos grupos. El primero corresponde a los niveles oolíticos encontrados en los estratos basales de la Formación La Chilca, sección de Quebrada Ancha, y en el Miembro Ferrífero Superior de la Formación Don Braulio en la Sierra de Villicum. Este grupo fue seleccionado para un estudio de imágenes de Espectroscopía de Rayos X de Energía dispersiva (*Energy-dispersive X-ray spectroscopy*, EDS), en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis (MEByM), Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA- CONICET- Mendoza) (Fig. 5).



Figura 5. Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis (MEByM) en el Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA-CONICET-Mendoza), donde se realizaron los estudios EDS (Tomado de <https://www.mendoza.conicet.gov.ar/portal/ianigla/paginas/index/laboratorio-de-microscopia-electronica-de-barrido-y-microanalisis>).

El segundo grupo está conformado por los niveles pelíticos del Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca, en la secciones de Baños de Talacasto y Cerro La Chilca; y las fangolitas del Miembro de Fangolitas Ocreas de la Formación Don Braulio en la Sierra de Villicum. Los niveles muestreados fueron analizados a través de estudios isotópicos realizados en el Laboratorio de Isotopos Estables (LIBASE) de la Universidad de Pernambuco, Recife-Brasil, bajo la dirección del Dr. Alcides Sial (Sial *et al*, 2017a, b, 2022).

2.3 Tareas de Gabinete

La información bibliográfica recopilada a lo largo de este trabajo, fue organizada y procesada bajo aspectos geológicos, estratigráficos, bioestratigráficos y paleontológicos, referidos a las áreas de estudio y objetivos propuestos. En base a los datos de campo obtenidos, se confeccionaron perfiles geológicos y estratigráficos, utilizando el software *Corel Draw X7*. En los perfiles se detallan litología, estructuras sedimentarias físicas y biogénicas, tipos de contactos, espesores, geometría de capas,

y contenido paleobiológico, destacando en los casos necesarios, macrofauna y microfauna. De igual forma se construyeron mapas locales para cada una de las secciones estudiadas, resaltando rasgos estructurales principales y unidades litoestratigráficas presentes. Los colores seleccionados para estas unidades corresponde al código de color oficial RGB propuesto por la Comisión Internacional de Estratigrafía para el Mapa Geológico del Mundo (*Commission for the Geological Map of the World- CGMW*), discutida en Paris – Francia (2012).

Para cada sección y/o perfil elaborado, se estableció la distribución de asociaciones de lito y biofacies correspondientes, y su significado paleoambiental. La caracterización de las discontinuidades estratigráficas se realizó siguiendo las clasificaciones propuestas por Blackwelder (1909); Dunbar y Rogers (1957); Cattaneo y Steel (2013); Miall (2016); Kabanov (2017). En el análisis de los depósitos tipos *Ironstones*, la descripción y clasificación de los ooides se propuso de acuerdo a la metodología de Flügel (2010).

En el análisis palinológico 36 muestras resultaron fértiles con diferentes proporciones de géneros y especies, cuya caracterización cuantitativa se realizó en base a conteos de aproximadamente 200 palinomorfos por nivel, cuando fue posible, a fin de tener una representatividad estadística de los diferentes grupos palinológicos presentes. Los datos palinofaciales se combinaron con datos sedimentológicos, para realizar reconstrucciones paleoambientales y correlación de perfiles. La comparación con estudios palinológicos previos realizados en la cuenca Hirnantiano-Silúrico de la Precordillera, y con otras cuencas correlativas seleccionadas del resto del mundo, permitió la identificación de especies y establecer la edad relativa de los intervalos muestreados.

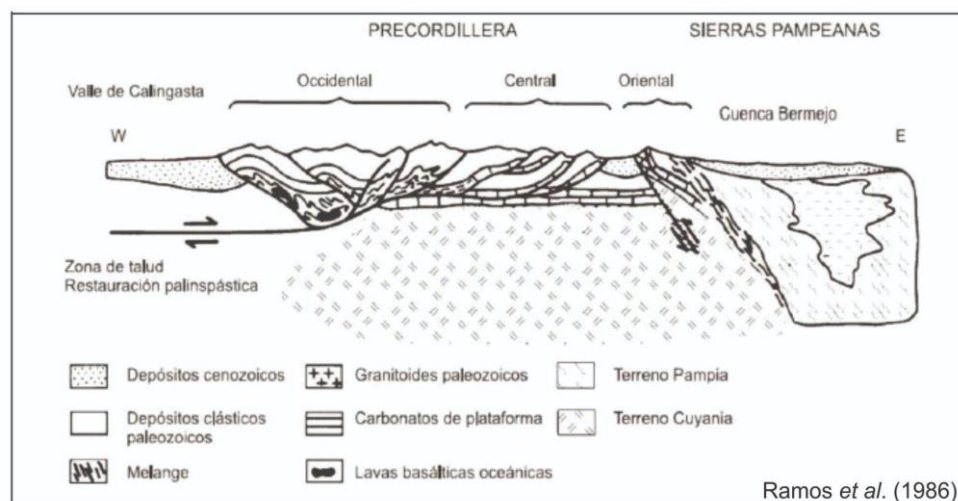
Se utilizaron técnicas de análisis multivariado, seleccionando el método “*Cluster Analysis*”, generado por el software PAST (*Paleontological Statistics* o Estadísticas Paleontológicas), para discutir el significado de agrupamientos. Se analizaron bio-eventos tales como picos de abundancia de especies, cambios en la diversidad, extinción de especies, y la relación entre especies de trilobites, braquiópodos y palinomorfos para generar biofacies en la OST.

Sobre la base de la información obtenida, se elaboraron cuadros de correlación considerando fundamentalmente la base de datos bioestratigráficos, distribución y

variaciones de isótopos. También se consideraron tipos de discontinuidades estratigráficas, tales como límites de secuencias, superficies de ravinamiento, depósitos diagnósticos, por ejemplo niveles glacimarininos, *Ironstones* (oolitas ferríferas, depósitos ferruginosos), niveles mineralizados y/o condensados, depósitos de *upwelling*, intervalos fosilíferos, entre otros.

Con la información resultante se obtuvo un modelo de evolución paleoambiental y paleogeográfico de la cuenca de Precordillera durante el OST. Se establecieron correlaciones con modelos pre-existentes, no solo de la cuenca de Precordillera sino también del resto de Sudamérica y Gondwana Occidental. En parte, la información se organizó para su presentación en reuniones científicas, artículos científicos y la redacción del manuscrito de este trabajo.

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DE LA PRECORDILLERA



3-MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DE LA PRECORDILLERA

La Precordillera fue inicialmente definida por Stelzner, (1876), como una unidad separada de la Cordillera de Los Andes, denominada *Antecordillera*, y posteriormente nombrada *Contracordillera* por Burmeister, (1876). El término Precordillera fue utilizado por Bodenbender (1902), para describir las cadenas montañosas que conforman las provincias de San Juan y Mendoza. Estudios iniciales fueron realizados en depósitos paleozoicos del área de Guandacol (Stappenbeck, 1910) y en la estratigrafía y geología estructural del área de Talacasto (Keidel, 1921; Windhausen, 1931). La propuesta de la división del territorio argentino en Provincias Geológicas es impulsada por Roller (1947), y posteriormente seguida por Furque y Cuerda (1979). Esta provincia geológica presenta importantes sucesiones paleozoicas ricas en contenido fosilífero.

La Precordillera, como provincia geológica, se extiende desde el sur de la Provincia de La Rioja hasta el norte de la Provincia de Mendoza, incluyendo la Provincia de San Juan. Desde un punto de vista estructural se reconoce como una faja plegada y corrida (*Thrust Fold Belt*), con rumbo norte-sur (Keidel, 1921,1949; Heim, 1952; Baldis y Chebli, 1969) de 500 km de longitud y 110 km de ancho aproximadamente. Limita al norte con el lineamiento de Valle Fértil, y al sur con los depósitos neógenos y cuaternarios que se encuentran en el río Mendoza (Braccacini, 1964). Sin embargo, en profundidad el límite es tectónico, con el sector norte de Cuenca Cuyana, del Triásico. El límite oeste es tectónico con la Cordillera Frontal, y el límite este está definido en la Provincia de San Juan por las Sierras Pampeanas Occidentales, y en la provincia de Mendoza por la dorsal del Desagüadero en subsuelo (Fig. 1A).

Los corrimientos y el plegamiento en la Precordillera de Argentina son el resultado de la progresiva migración de la deformación andina hacia el este. Los elementos estructurales y paleogeográficos preexistentes actuaron como control tecto-sedimentario (Baldis *et al.*, 1982; Ramos *et al.*, 1986). De igual forma, se menciona la presencia de estructuras extensionales (Allmendinger *et al.*, 1990).

Desde un enfoque morfo-estructural, la Precordillera puede ser dividida en tres unidades: Precordillera Occidental (Baldis *et al.* 1982); Precordillera Central (Baldis y Chebli, 1969); y Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981) (Fig. 6).

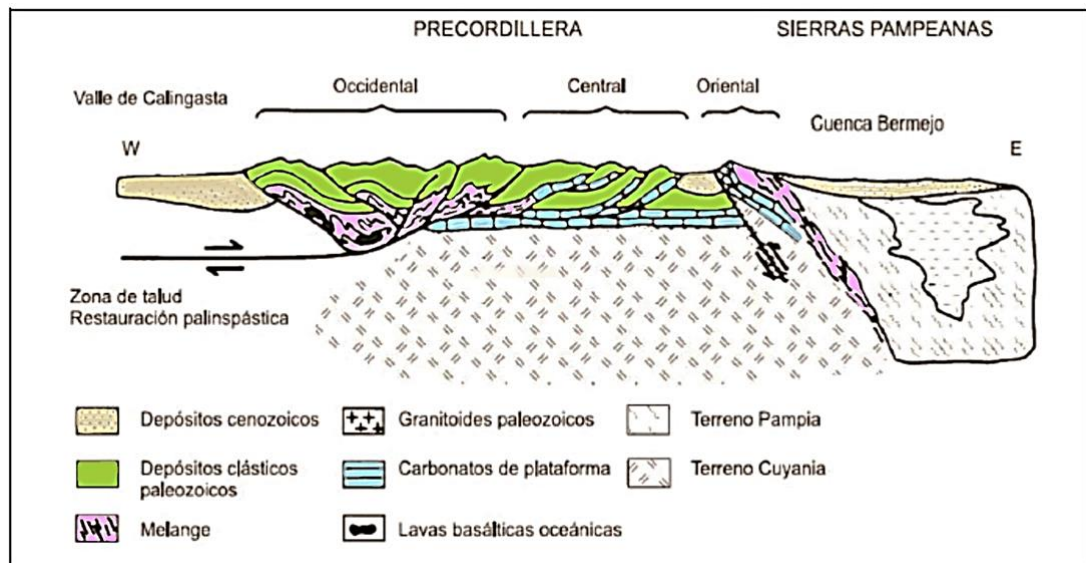


Figura 6. Perfil estructural de Precordillera a la latitud de la Provincia de San Juan. (Tomado de Ramos *et al.*, 1986).

La **Precordillera Occidental** es la unidad de mayor extensión, y abarca desde la Provincia de La Rioja hasta la Provincia de Mendoza. Constituye una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia principal al este (Baldis y Chebli, 1969; Baldis *et al.*, 1984a), formada por acortamiento durante la orogenia Andina en el Neógeno (Baldis *et al.*, 1982), cuyos planos de despegue se emplazan principalmente en unidades marinas del Ordovícico. En la Precordillera Occidental se desarrollaron facies clásticas de talud, de edad ordovícica que contienen olistolitos calcáreos, de procedencia del Cámbrico Medio a Ordovícico Inferior; además de olistolitos compuesto por conglomerados de basamento, procedentes del sustrato de la plataforma (Ramos, 1999).

Los sedimentos del Ordovícico Superior se encuentran intercalados con basaltos oceánicos en el norte y centro de la Precordillera Occidental. Hacia el sur se mencionan facies siliciclástica de ambiente profundo (turbiditas), conformadas por un complejo ofiolítico que incluye rocas básicas, ultrabásicas, gabros y lavas almohadilladas (Haller y Ramos, 1984; 1993; Davis *et al.*, 1995) (Fig.7). La Precordillera Occidental presenta un metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos

verdes) originado desde el Silúrico Tardío al Devónico Temprano, que afectó los depósitos ordovícicos (Buggish *et al.*, 1994). Los sedimentos silúricos son escasos y el contexto tectónico dificulta el ordenamiento estratigráfico de las unidades. Sin embargo, se han establecido unidades litoestratigráficas dentro de la Facies Occidental de Cuerda (1985), Peralta (1990a) y Baldis *et al.*, (1982), considerando el ordenamiento propuesto por Quartino *et al.* (1971) (Fig.7).

Los depósitos neopaleozoicos están constituidos por facies marinas, depósitos glaciales de edad carbonífera y depósitos conglomerádicos de edad pérmica. El contacto basal con las secuencias eopaleozoicas es por medio de una discordancia angular (Zöllner, 1950; Amos y Marchese, 1965). La sucesión continúa con depósitos continentales y vulcanitas del Permo- Triásico, relacionadas con el evento Choiyoi y depósitos volcanoclásticos del Neógeno, que muestran evidencia del levantamiento de la Precordillera desde el Mioceno hasta la actualidad (Jordan *et al.*, 1983).

La **Precordillera Central** se extiende desde el sur de la Provincia de La Rioja, a través de la totalidad de la Provincia de San Juan, hasta el norte de la Provincia de Mendoza. El estilo estructural es de faja plegada y corrida de piel fina con vergencia hacia el este; los planos de despegue se emplazan, por lo general, en las unidades del banco carbonático Cámbrico-Ordovícico, siendo común el desarrollo de pliegues asimétricos con vergencia oriental (Baldis y Chebli, 1969). Sobre la Formación San Juan continúan en paraconcordancia pelitas transgresivas del Ordovícico Medio (Baldis y Beresi, 1981; Fortey; 1984; Hünicken, 1985). La configuración tectónica de la cuenca ordovícica permitió la continuación de depósitos carbonáticos en algunas áreas de la Precordillera Central durante el Ordovícico Medio a Superior (Cordón de Los Blanquitos y Sierra de La Trampa, Río Sassito área del Río San Juan) (Astini, 1992a) (Fig.7).

Las secuencias del Hirnantiano-Devónico son extensas y se desarrollan en 4 parasecuencias transgresivas-regresivas estrato-granocreciente de composición siliciclástica, desarrolladas en ambientes de plataforma interna (Astini y Piovano 1992; Peralta, 2006, 2007), con un importante contenido fosilífero (Castellaro, 1966; Cuerda, 1969; Cuerda *et al.*, 1988; Benedetto, 1987; Sánchez *et al.*, 1991; Astini y Benedetto, 1992; Benedetto *et al.*, 1992a, b; Rickards *et al.*, 1996; Lenz *et al.*, 2003) (Fig. 7). Los límites entre las formaciones que integran la aludida sucesión son paraconformidades, que representan superficies transgresivas (“*flooding surfaces*”).

La sucesión del Hirnantiano-Silúrico se caracteriza por presentar en la base un conglomerado transgresivo, mientras que la sucesión del Devónico se caracteriza por presentar en la base un nivel mineralizado de origen transgresivo (Rolleri, 1947; Cuerda 1965b; Marchese, 1972; Baldis, 1975).

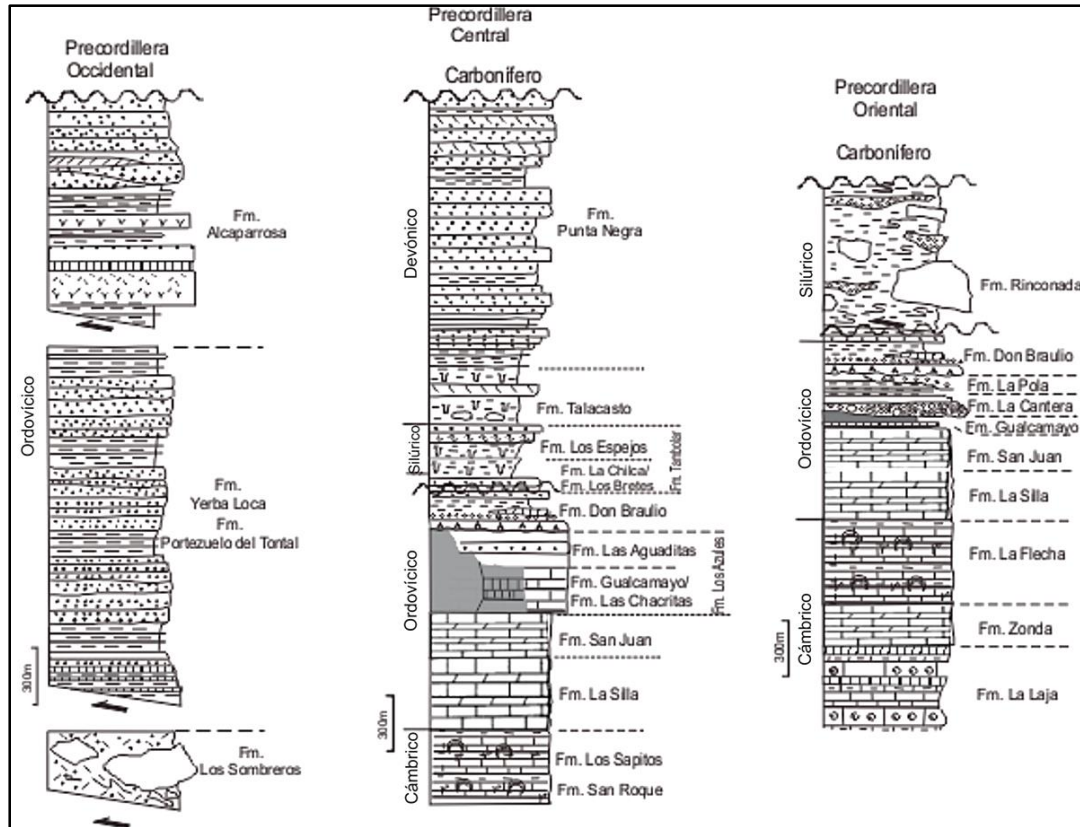


Figura 7. Columnas estratigráficas de las secuencias sedimentarias eopaleozoicas de la Precordillera Occidental, Central y Oriental. (Modificado de Astini, 1995). De forma representativa, sin escala.

Los depósitos del Neopaleozoico yacen en contacto erosivo paraconcordante sobre depósitos del Eopaleozoico, y corresponden a sedimentos continentales, marinos, y glaciáricos del Carbonífero-Pérmico Inferior. Continúan en paraconcordancia una sucesión de areniscas, conglomerados y pelitas rojizas de origen aluvial, fluvial y eólico del Pérmico Medio.

A partir del Carbonífero, se desarrolló la cuenca de Paganzo (Azcu y Morelli 1970), ubicada en el sector central y oriental de Precordillera. Posteriormente, los depocentros fueron rellenados por sedimentos pérmicos de ambiente continental (Furque y Cuerda, 1979). La relación estratigráfica entre el techo de los depósitos neopaleozoicos y las

unidades triásicas es paraconcordante (superficie erosiva) y pone en evidencia un prolongado hiato.

Los depósitos del Triásico afloran en la Precordillera Occidental, como una extensión de la cuenca Cuyana, son fundamentalmente continentales, portadores de flora y fauna fósil. Depósitos continentales del Cretácico Superior, con pisadas de vertebrados e intercalaciones básicas, afloran en la localidad de Huaco y Cerro La Flecha (Limarino *et al.*, 2000), cubiertos por sedimentitas continentales del Neógeno y Paleógeno. Los depósitos continentales del Neógeno correspondientes al Grupo Pontón Grande, constituyen la Sierra de Mogna (Gröeber y Tapia, 1926; Cuerda *et al.*, 1981). Estos depósitos corresponden a sedimentos de naturaleza sin-orogénica, que evidencian el levantamiento de la Precordillera desde el Mioceno (Jordan *et al.*, 1983) hasta la actualidad.

La **Precordillera Oriental** se extiende desde la zona de Huaco hasta la Sierra de Acequión, integrada por las sierras de Huaco, Las Salinas, Niquivil, Tucunuco, Mogna o Móquina, Villicum, Alto de Mogna, Loma de las Tapias, sierras Chica de Zonda, Pedernal y Acequión (Ortiz y Zambrano, 1981). Posee un estilo estructural de faja plegada y corrida de piel gruesa con vergencia occidental, similar al de la Faja Plegada y Corrida de Angaco en el flanco occidental de la sierra Pié de Palo, en las Sierras Pampeanas Occidentales (Caminos, 1979; Cuerda, 1973). La deformación de Precordillera Oriental incluye basamento precámbrico con un nivel de despegue profundo (Braccacini 1946; 1960; Rolleri 1969; Ortiz y Zambrano 1981; Allmendinger *et al.*, 1990).

Los depósitos del Cámbrico y Ordovícico Temprano están representados por una secuencia de plataforma carbonática que se extendió hasta el Darriwilliano (Baldis y Beresi 1981; Ortega *et al.*, 1995; Bordonaro, 1999). Posteriormente se inicia la sedimentación de una plataforma siliciclástica (Baldis *et al.*, 1982), que muestra hacia el Ordovícico Tardío evidencias de la glaciación del Hirnantiano, y de la transgresión postglacial del Hirnantiano-Silúrico Temprano (Peralta y Carter, 1990a; Peralta 1993a, c; Astini 2001a, b). Estos depósitos son cubiertos en discordancia erosiva, por olistostromas de composición clástica y carbonática, de edad devónica (Peralta, 2005a, c, 2007) (Fig.7).

En la Precordillera Oriental, depósitos del Neopaleozoico han sido mencionados en el borde oriental de la Sierra Chica de Zonda (Archangelsky y Arrondo 1971), y al sur de la Sierra de Mogna (Cuerda y Cingolani, 1981; Milana, 1991). En algunos sectores de la Cuenca de Pangazo, se han identificado sedimentos de la glaciación carbonífera, como fenómenos periglaciares, glacimarinós, glacialacustres, y posibles glaciares de montaña (Bercowski y Milana, 1990) y paleofioridos (Kneller *et al.*, 2004).

Durante el Triásico, gran parte de la Precordillera Oriental puede considerarse como un área emergida que posteriormente fue cubierta, en la Sierra de Mogna, por una secuencia conglomerádica del Jurásico Temprano-Neógeno (Milana, 1991; Martínez 2002). Los depósitos del Neógeno están representados por sedimentitas continentales sin-orogénicas, que muestran el levantamiento paulatino de la Precordillera, a partir del Mioceno, en forma sincrónica con la expansión del vulcanismo hacia el este (Jordan *et al.*, 1983, Kay *et al.*, 1987). Esto como resultado del control geotectónico de un margen de subducción normal, el cual cambia a través del Pleistoceno hasta el presente, a un ángulo de subducción subhorizontal (“*flat slab*”) con desarrollo de sismicidad.

3.1 Modelos sobre el origen de la Precordillera.

A partir de las características sedimentológicas y paleontológicas del banco carbonático Cámbrico-Ordovícico Temprano de la Precordillera Argentina, se han propuesto modelos de evolución geotectónica y geodinámica de Precordillera: alóctono (Ramos *et al.*, 1986; Dalla Salda *et al.*, 1992; Astini *et al.*, 1995) para autóctono (Baldís *et al.*, 1989; Aceñolaza *et al.*, 2002) y autóctono (González Bonorino y González Bonorino, 1991; Pankhurst y Rapela, 1998; Finney *et al.*, 2002).

El modelo de **aloctonía** de la Precordillera se consideró a partir de evidencias paleontológicas (Ross, 1975; Borrello, 1965; Benedetto, 1993, 1998a, Benedetto y Astini, 1993; Benedetto *et al.*, 1999), estratigráficas (Astini, 1998, Astini *et al.* 1995; Keller *et al.* 1998; Keller, 1999), paleomagnéticas (Rapalini y Astini, 1997), tectónicas (Thomas y Astini 1996, 1999) y geoquímicas (Kay *et al.*, 1996). La acreción al continente de Gondwana habría ocurrido durante el Ordovícico Medio, mediante subducción en el Protomargen Pacífico gondwanico y consecuente magmatismo de arco, representado en las Sierras Pampeanas Occidentales (Astini *et al.*, 1995; 1996) (Fig. 8). Otra evidencia de la acreción de Precordillera a Gondwana, fue aportada por

Thomas *et al.* (2015), a partir de datos de estudios de procedencia de circones detríticos.

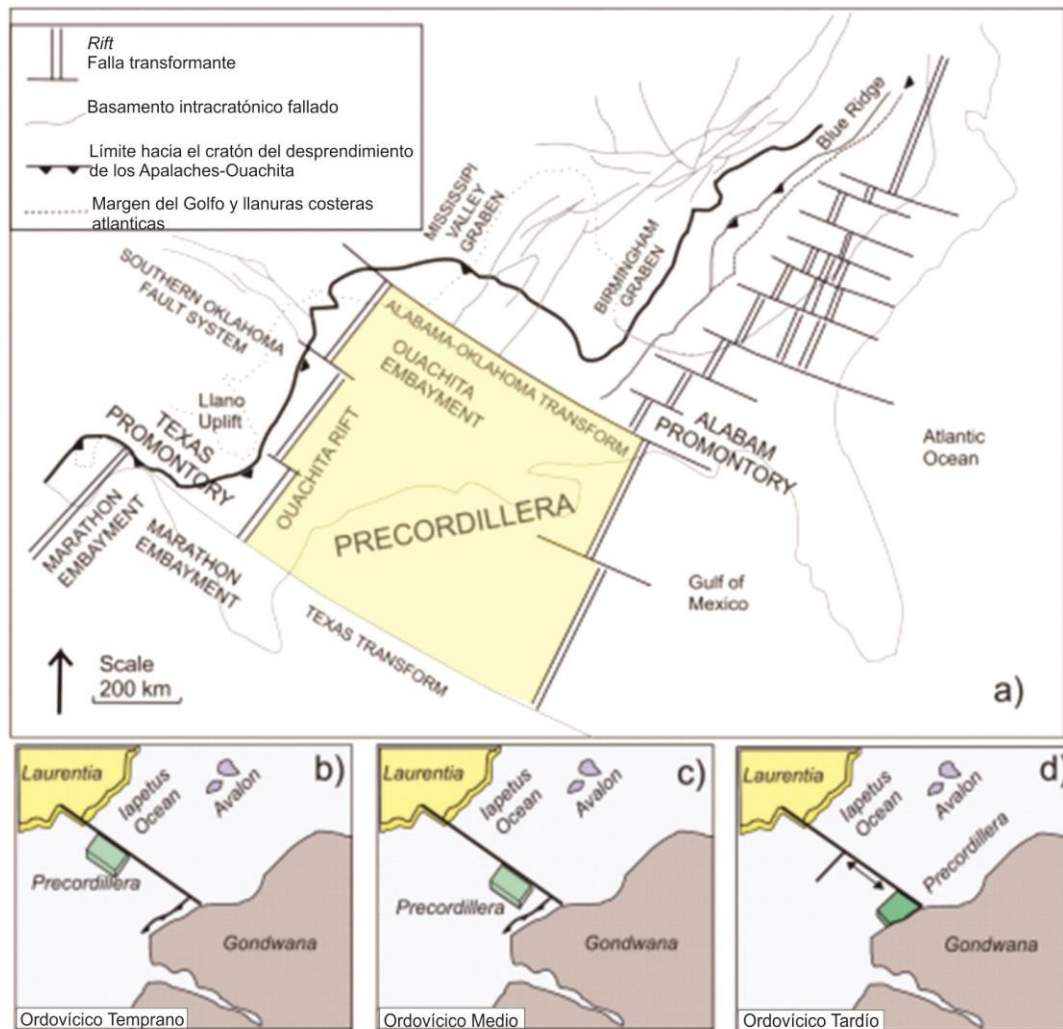


Figura 8. Modelo de aloctonía de Precordillera como un fragmento continental derivado de Laurentia, según Thomas y Astini (1996). a) Ubicación de Precordillera como parte de Laurentia, b) y c) muestran el transfer (*drifting*) de Precordillera desde Laurentia, d) acreción al margen Proto-Pacífico de Gondwana (Tomado de Astini *et al.*, 1995; Rapalini, 2012).

Estudios geoquímicos y petrológicos permiten relacionar el basamento greenvilliano de los Apalaches, en Laurentia, con el basamento del terreno de Cuyania. Estos datos permitieron a Ramos (1982) proponer el modelo del *Terreno de Cuyania* o *Terreno de Precordillera*, que se habría acrecionado al margen Proto-Pacífico de Gondwana en el Ordovícico Medio, durante la fase orogénica Oclóyica (Ramos *et al.*, 1996; Astini *et al.*, 1996; Ramos, 1999). El aludido terreno está principalmente conformado por 3 unidades morfo-estructurales: Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, Provincia Geológica Sanrafaelino-Pampeana y Sierras Pampeanas Occidentales (Fig. 9A).

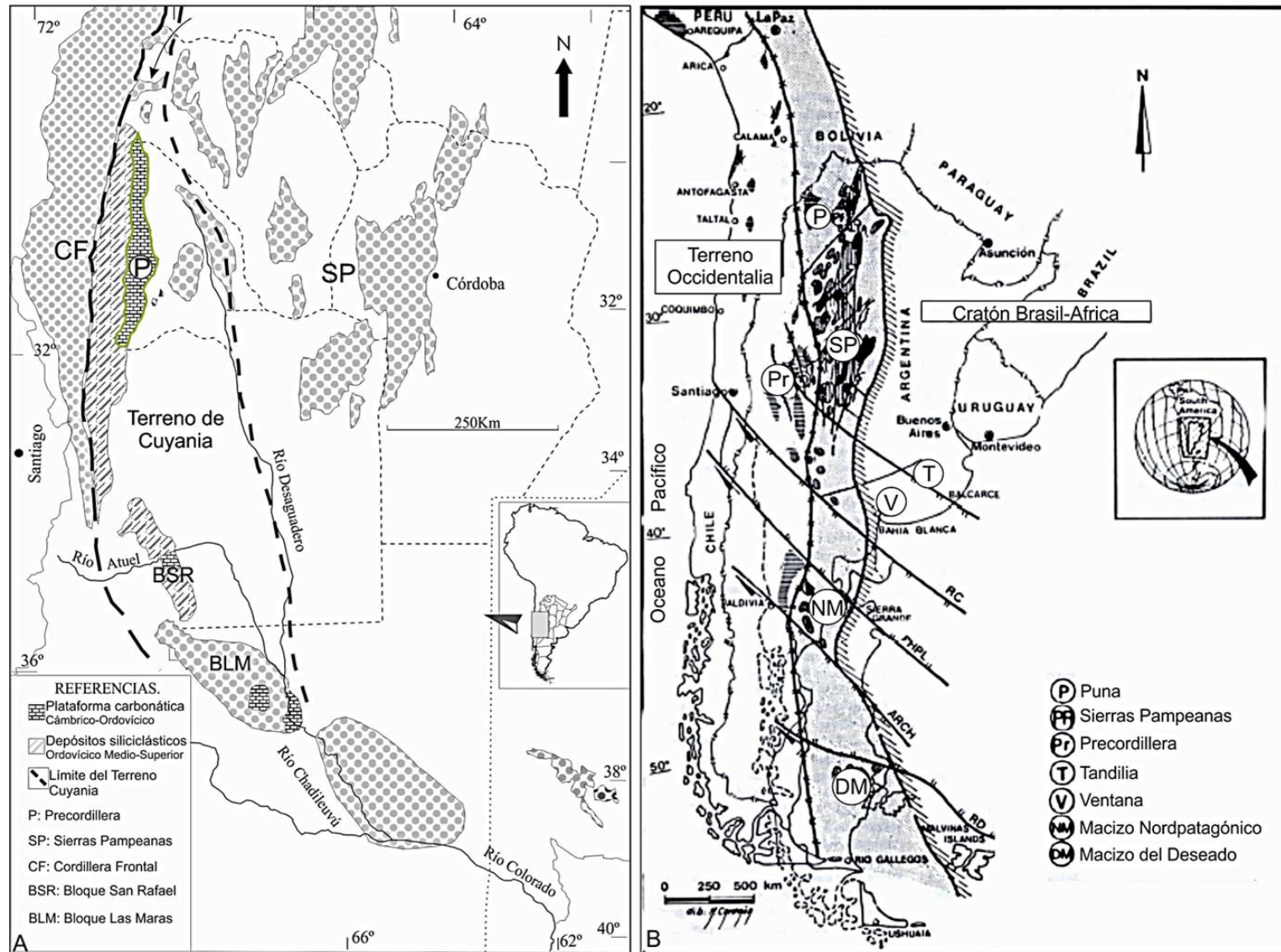


Figura 9. A- Extensión y composición geológica del Terreno Cuyania en la zona andina del centro-oeste de Argentina. (Modificado de Sato *et al.*, 2000). B- Cinturón de colisión del Paleozoico Temprano (orógeno Famatiniano), representando el Terreno de Occidentalía luego de la colisión con Sudamérica (Modificado de Dalla Salda *et al.*, 1992).

El evento de *rifting*, facies de *sinrift*, estaría representado en el terreno de Cuyania, por depósitos continentales rojos clásticos y depósitos evaporíticos, de la Formación Cerro Totorá en la Precordillera riojana (Astini y Vaccari, 1996).

Dalla Salda *et al.*, (1992), proponen que el orógeno Famatiniano es el resultado de la colisión de Laurentia con Gondwana Occidental durante el Ordovícico (460-480 Ma). **Occidentalia** representaría un bloque continental desprendido (*detached*) de Laurentia, luego de la colisión con Sudamérica, en un evento de *rift* durante el Ordovícico tardío. Este bloque presenta el desarrollo de una plataforma carbonática del Cámbrico-Ordovícico Temprano, similar al margen oriental de Norte América. De acuerdo con los mencionados autores, el bloque Occidentalia está conformado, desde Perú hasta Argentina por el Macizo de Arequipa-Antofalla-Belén, Famatina, Sierras Pampeanas, Cuyania, Macizo Nordpatagónico (Fig. 9B).

Un modelo reciente es propuesto por Ramacciotti *et al.*, (2018), sugiriendo que el *bloque MARA* (acrónimo de Maz, Arequipa, Río Apa), sería un fragmento continental paleoproterozoico acrecionado a Amazonia en el Mesoproterozoico Medio, y próximo a Laurentia durante la orogenia del Grenvilliano (Casquet *et al.*, 2012), similar al alóctono Tacónico propuesto por Dalla Salda *et al.*, (1992). En este modelo, a principios del Cámbrico el Terreno de Precordillera formaría parte del margen occidental del bloque MARA, y su desplazamiento habría sido a lo largo del margen de Gondwana en el Ordovícico, hasta alcanzar la posición paleolatitudinal cercana a la que presenta hoy, en forma similar a la propuesta de Baldis *et al.* (1989) y Finney *et al.* (2003) (Fig. 10).

El modelo **para-autóctono** ha sido considerado por diversos autores (Baldis *et al.*, 1989; Aceñolaza *et al.*, 1999, 2002; Finney *et al.*, 2003; 2005a y b; Gleason *et al.*, 2007). Aceñolaza *et al.*, (2002) proponen un terreno de origen gondwánico, integrado por el *Plateau* de Malvinas, el terreno de Patagonia y Cuyania, ubicado entre Sudáfrica y Antártida, el cual habría migrado hacia el norte a lo largo de una falla de rumbo. Finney *et al.*, (2003), proponen para el Ordovícico Medio una ubicación del terreno de Precordillera en el margen sur de Gondwana Occidental, desde donde habría migrado hasta alcanzar la posición actual en el Devónico (Fig. 11) por transcurrancia, a lo largo del lineamiento del Bermejo-Desaguadero (Baldis *et al.*, 1989; Aceñolaza y Toselli, 2007).

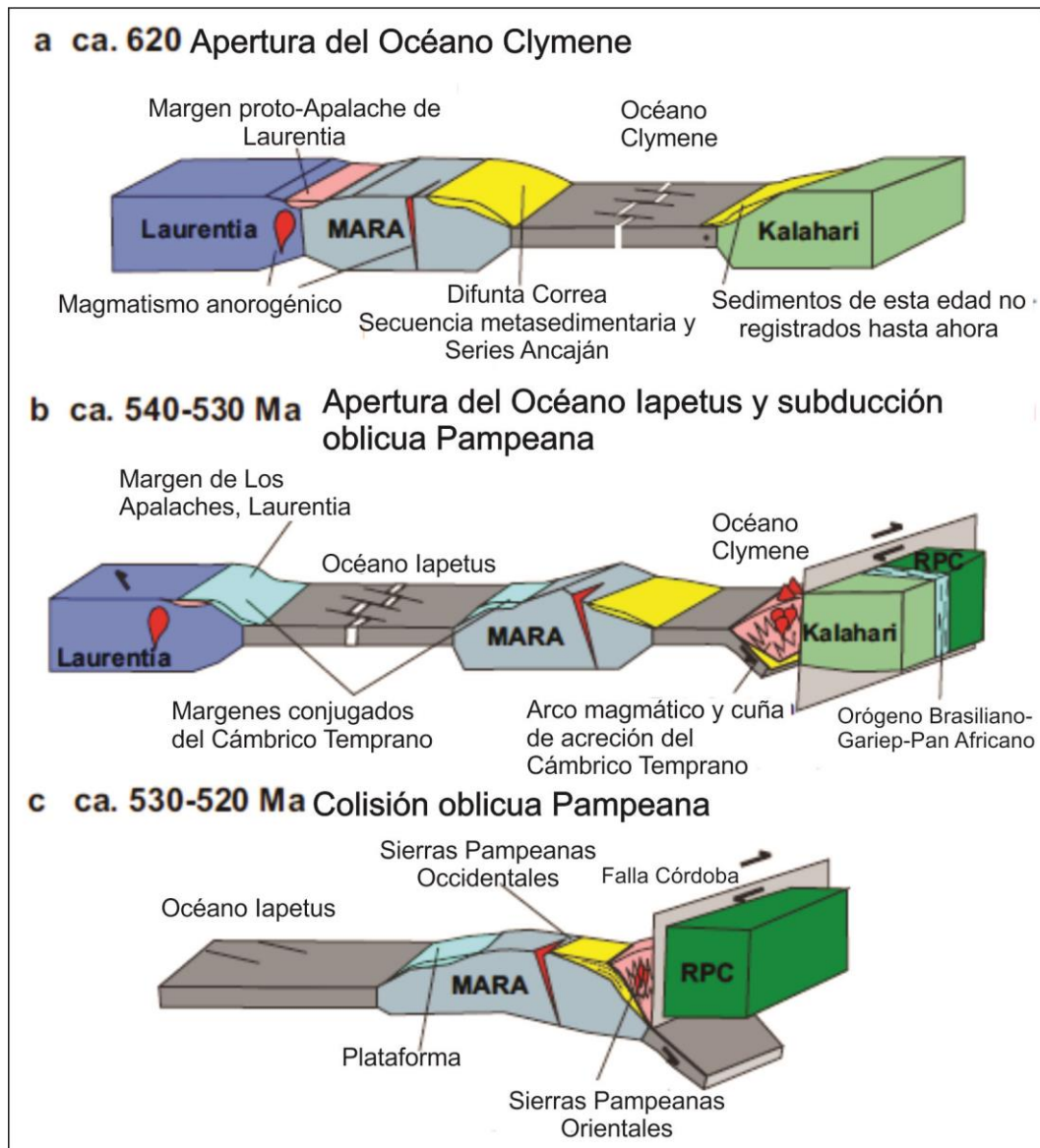


Figura 10. Evolución geotectónica del suroeste de Gondwana (620 Ma) y el final de la orogenia pampeana (520 Ma). Se muestra la acreción del Bloque Mara, proveniente de Laurentia durante la orogenia grenvilliana, con los cratones de Kalahari y Río de la Plata. Esta colisión es precedida por el cierre del océano Clymene (Trindade *et al.*, 2006) (Modificado de Ramacciotti *et al.*, 2018).

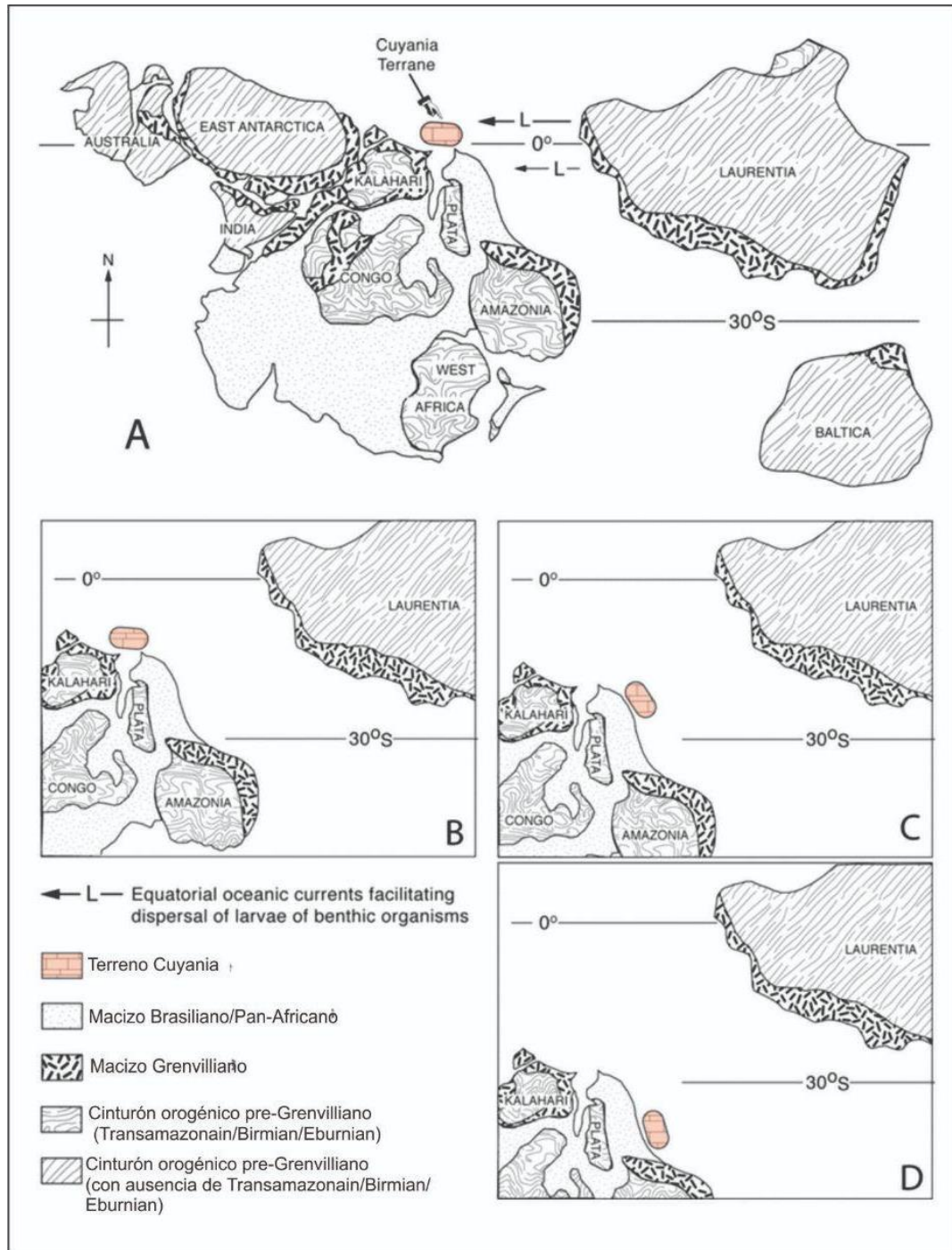


Figura 11. Modelo para-autóctono. Reconstrucción paleogeográfica que muestra la posición de Cuyania en relación a Gondwana desde el Cámbrico al Devónico. A) Cámbrico. B) Ordovícico Temprano a Medio. C) Ordovícico Medio-Tardío. D) Silúrico Tardío al Devónico. (Tomado de Finney *et al.*, 2003, 2005).

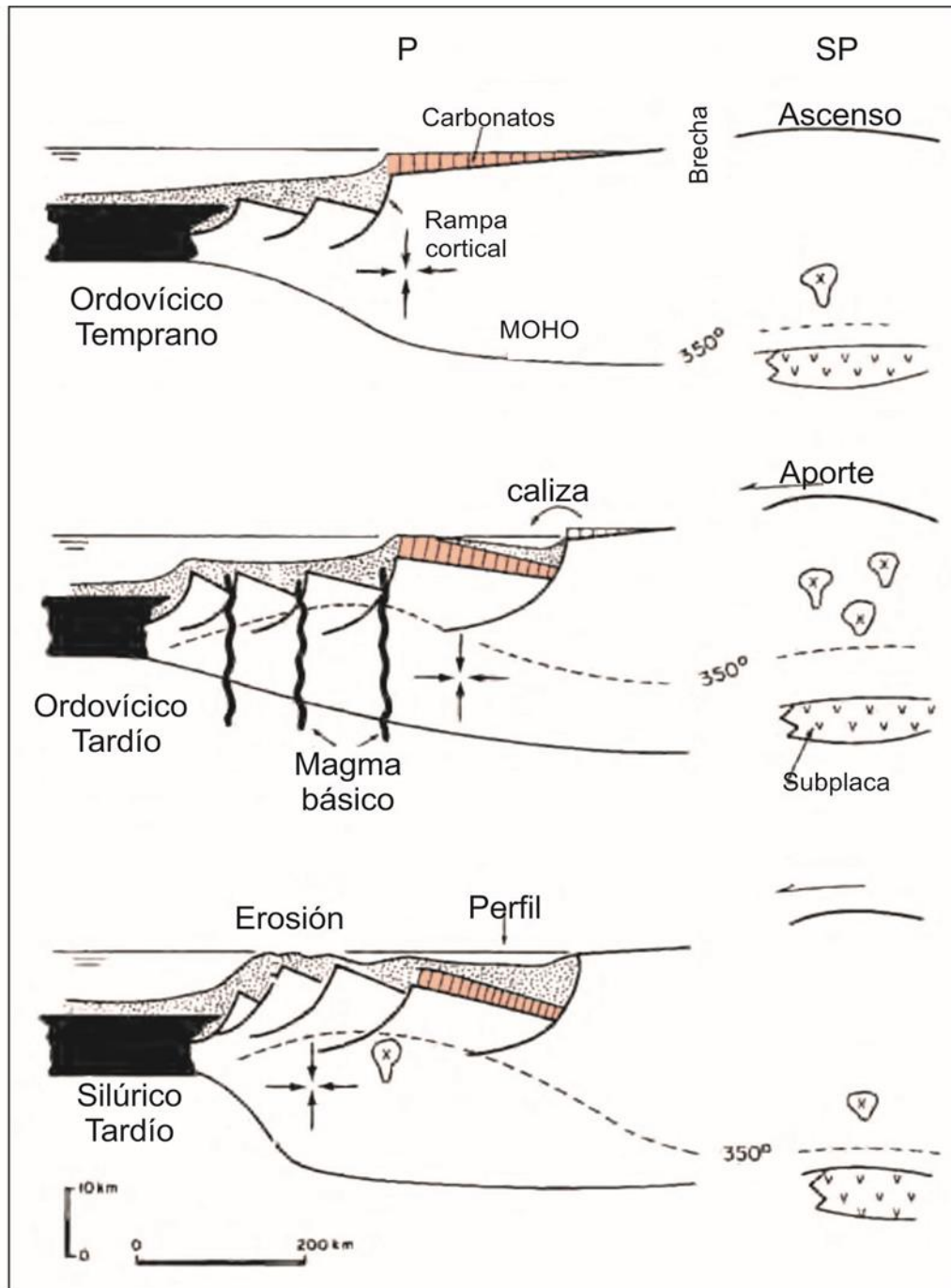


Figura 12. Evolución tectónica de Chile y Argentina occidental en el Paleozoico Temprano; SP: Sierras Pampeanas. De acuerdo con el modelo, P: Precordillera, CF: Cordillera Frontal representan el margen pasivo, desarrollado durante el Cámbrico al Devónico. El magmatismo y la orogénesis en Sierras Pampeanas, estarían asociados a un ascenso de la astenósfera durante la etapa inicial de distensión; mientras que Precordillera representaría un ascenso lento de corteza continental adelgazada (Tomado Gonzales Bonorino y Gonzales Bonorino, 1991).

El modelo de **autoctonía**, considera un origen gondwánico para la Precordillera Argentina. Baldis *et al.*, (1984a, 1989) proponen que la Precordillera se desarrolló en un margen pasivo sobre corteza continental, en el cual el basamento habría sido afectado por el sistema regmagénico que caracteriza al paleocontinente de Gondwana. Un modelo autóctono similar, fue discutido por González Bonorino y González Bonorino (1991), quienes plantean un margen pasivo desarrollado desde el Cámbrico al Devónico, conformado por Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras Pampeanas (Fig. 12). Por su parte, Milana (1992) propone una evolución de la cuenca eopaleozoica como cuenca de antepaís autóctona, en el margen occidental de Gondwana. Loske (1993), plantea que la Precordillera era una plataforma carbonática originada en un ambiente de retroarco, relacionado al arco magmático de Famatina.

ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

	TALACASTO	SIERRA DE LA INVERNADA		CERRO BLANCO DE PACHACO	TAMBOLAR
DEVÓNICO	FORMACIÓN PUNTA NEGRA	FORMACIÓN PUNTA NEGRA		FORMACIÓN PUNTA NEGRA	FORMACIÓN PUNTA NEGRA
	FORMACIÓN TALACASTO	FORMACIÓN LOS ESPEJOS		FORMACIÓN LOS BRETES	FORMACIÓN TALACASTO
HIRNANTIANO-PRIDOLIANO	FORMACIÓN LOS ESPEJOS				FORMACIÓN LOS BRETES
	FORMACIÓN LA CHILCA	Fm. LA CHILCA	Fm. LOS BRETES	FORMACIÓN LOS BRETES	FORMACIÓN TAMBOLAR
ORDOVÍCICO TEMPRANO	FORMACIÓN SAN JUAN				

Banco carbonático Cámbrico-Ordovícico Temprano de la Precordillera Central y Oriental.

Precordillera Central

Precordillera Oriental

4-ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

Se presenta el marco estratigráfico general de referencia, con una descripción sintética de las unidades formacionales que afloran en las regiones de Precordillera Central y Oriental, donde se localizan las secciones analizadas en este trabajo. Para ello, se ha considerado el banco carbonático Cámbrico-Ordovícico Temprano, en el sentido de Keller (2012), las unidades siliciclástica del Ordovícico Medio-Devónico y las sucesiones Mesozoicas y Cenozoicas. Los depósitos siliciclásticos del Ordovícico Medio-Superior fueron caracterizados por Astini (1992a) en una tectofacies oriental y otra occidental. De ellas, parte de esta última escapa a los motivos del presente estudio.

4.1 Banco carbonático Cámbrico-Ordovícico Temprano de la Precordillera Central y Oriental.

Puede ser dividido en dos regiones, una de plataforma interna carbonática con afloramientos en la Precordillera Oriental y Central; y un área de borde de plataforma y talud continental en la Precordillera Occidental y en la Precordillera de Mendoza (Bordonaro, 1999). A los efectos de este trabajo se describe el banco carbonático de Precordillera Central y Oriental, en el que se reconocen 4 supersecuencias, conformadas por 5 formaciones: La Laja (Supersecuencia I), Zonda y La Flecha (Supersecuencia II), La Silla (Supersecuencia III) y San Juan (Supersecuencia IV) (Keller, 2012). Las supersecuencias muestran cambios sedimentológicos y las discontinuidades asociadas coinciden con los límites formacionales del marco litoestratigráfico de la región.

En la Precordillera Occidental de San Juan y Mendoza, hasta el presente no se han reconocido unidades del Cámbrico y Ordovícico Temprano, equivalentes al Banco Carbonático de Precordillera Central-Oriental. Esto a pesar de que se han encontrado redepositados materiales de la mencionada edad, como alóctonos en unidades esencialmente siliciclásticas eopaleozoicas más modernas. El material alóctono por sus características, indicaría facies de borde plataforma y talud.

4.1.1 Formación La Laja (Borrello, 1962; *emend.* Bordonaro, 1980)

Corresponde a la primera supersecuencia carbonática (Keller, 2012) y su localidad tipo se encuentra en la Quebrada La Laja (Sierra Chica de Zonda). Está constituida por calizas, calizas arcillosas y margas, con intervalos de sedimentación mixta siliciclástica-carbonática. La unidad ha sido dividida en 4 miembros (Bordonaro, 1980): Miembro El Estero (Calizas arenosas y areniscas calcáreas ricas en feldespatos), Miembro Soldano (Depósitos submareales de aspecto cíclico, coronados por barras oolíticas), Miembro Bernardino Rivadavia (calizas bandeadas con abundantes niveles intraclásticos, superficies microkársticas y brechas), y Miembro Juan Pobre (margas y calizas nodulares, tempestitas con abundantes restos esqueletales y oolitas). La edad de la formación es Cámbrico Inferior tardío-Cámbrico Medio tardío, por la presencia de las biozonas de *Olenellus*, *Plagiura-Poliella*, *Albertella*, *Glossopleura*, *Ehmaniella* y *Bolaspidella* (Bordonaro, 1986).

4.1.2 Formación Zonda (Bordonaro, 1980).

Junto con la Formación La Flecha corresponde a la segunda supersecuencia carbonática (Keller, 2012) y la sección tipo se encuentra en la Sierra Chica de Zonda. Está constituida por dolomías con abundante depósitos biolaminados (Estromatolitos tipo LLH), e intercalaciones subordinadas de oolitas dolomitizadas, conglomerados intraformacionales y lutitas con grietas de desecación y evaporitas, que se interpretan como de origen peritidal (Bordonaro, 1980). Langer y Bordonaro (1996) reconocieron ciclos somerizantes originados en un ambiente hipersalino intertidal, con episodios de exposición subaérea. El límite inferior es transicional con la Formación La Laja, y el límite superior se caracteriza por la ocurrencia repentina de estromatolitos de la base de la Formación La Flecha. La edad de esta unidad se asigna al Cámbrico Superior temprano, determinada por su posición estratigráfica, y registro de trilobites de la zonas de *Crepicephalus* y *Aphelaspis* (Keller, 2012).

4.1.3 Formación La Flecha (Baldis *et al.*, 1981)

Su localidad tipo se encuentra en la Quebrada La Flecha, Cordón de La Flecha, se caracteriza por una alternancia cíclica ascendente, a pequeña escala (1 a 5 m), de

calizas y dolomías con chert con abundantes estructuras de diversas formas de estromatolitos y trombolitos (Armella, 1990). Su límite inferior está marcado por los primeros estratos con abundantes estromatolitos (tipos LLH y SH), y trombolitos, o por el cambio de dolomías de color amarillo o marrón, a dolomías calcáreas. En el límite superior, el contenido de estromatolitos disminuye rápidamente y las calizas predominan sobre la dolomía (Keller *et al.*, 1994; Keller 1999; Cañas 1999, entre otros.). Los depósitos de la Formación La Flecha corresponden a una plataforma tidal externa, parcialmente restringida, con acumulaciones bioclásticas (Armella, 1989). La edad de la Formación La Flecha es Cámbrico Superior, por el registro de las zonas de *Crepicephalus*, *Aphelaspis*, y *Saukia* (Keller *et al.*, 1994).

4.1.4 Formación La Silla (Keller *et al.*, 1994)

Reconocida por Keller (2012) como la supersecuencia III, su localidad tipo se encuentra en el cerro homónimo (sureste de Jáchal). Se caracteriza por calizas grises oscuras y masivas, con intercalaciones de dolomías biolaminadas de plataforma restringida (Keller *et al.*, 1994; Cañas, 1995). La formación fue dividida en tres miembros (Río del Agua, Río Blanco y Río Salado), en base al predominio de bancos dolomíticos en el sector medio de la secuencia, mientras que el sector superior e inferior domina una sucesión monótona de calizas (Keller *et al.*, 1994; Raviolo *et al.*, 2007).

El límite inferior está marcado por un cambio de las facies dolomíticas de la Formación Zonda a las facies restringidas de la Formación La Silla. El contacto superior se establece por la presencia de bancos de calizas masivas y la aparición de una abundante fauna marina de mar abierto de la suprayacente Formación San Juan (Beresi, 1986; Keller *et al.*, 1994; Keller 1999; Cañas 1999, entre otros.). El límite entre ambas formaciones quedaría establecido a la base del primer banco de calizas fosilíferas de la Formación San Juan. La edad de la Formación La Silla se asigna, sobre la base de trilobites y conodontes, al Cámbrico Tardío-Tremadociano (Vaccari, 1994; Lehnert, 1995a, b; Albanesi *et al.*, 1998a y b).

4.1.5 Formación San Juan (Kobayashi, 1937; Furque, 1963)

Corresponde a la supersecuencia IV de Keller (2012) y su sección tipo se encuentra expuesta en el Cerro La Silla (Keller *et al.*, 1994). La parte inferior de la formación se

caracteriza por capas de calizas masivas (wackestones y packstone). Hacia el tope, la Formación San Juan muestra calizas laminares con finas intercalaciones de capas fangosas y de K-bentonita, y la presencia de una superficie de *hardground* (Astini, 1994b; 1995). Según Keller (2012), esta secuencia representa el restablecimiento de la rampa carbonática subtidal.

El contacto entre la Formación La Silla y la Formación San Juan está indicado por el pasaje de facies de ambiente submareal a facies de plataforma abierta y geometría de rampa carbonática (Pratt *et al.*, 2012). Su límite superior es, a escala de la cuenca, diacrónico y erosivo (Hünicken, 1985; Beresi, 1986, 1988; Lehnert, 1995a; Albanesi *et al.*, 1998a); de edad darriwiliana en las secciones al sur y centro de la Precordillera (Sierra de Villicum, Cerro La Chilca, río Las Chacritas, quebrada Las Aguaditas, quebrada Oculita, Cerro Viejo de Huaco, Cerro Potrerillo, Sierra de Talacasto) (Feltes y Albanesi, 2013; Soria *et al.*, 2013), y del Floiano-Dapingiano en el sector norte de Precordillera, área de Guandacol (Hünicken, 1985; Beresi, 1988). Hacia el tope se registra un intervalo transicional que marca el inicio de las formaciones Gualcamayo y Los Azules, compuesta por wackestone bioclástico, en parte packstone y grainstone, intercalada con lutitas negras. Esta sucesión fue reconocida como las transfacies por Baldis y Beresi, (1981)

4.2 Precordillera Central

La Precordillera Central (Baldis y Chebli, 1969) las áreas de estudio consideradas se caracterizan por la presencia de sucesiones carbonáticas y siliciclásticas del Eopaleozoico, depósitos marinos y marinos-continentales del Neopaleozoico y capas rojas continentales del Cenozoico.

4.2.1 Formación Gualcamayo (Furque, 1963)

La Formación Gualcamayo se define formalmente en la Hoja Geológica 17b, área de Guandacol, provincia de La Rioja (Furque, 1963), y su localidad tipo se encuentra al suroeste de Guandacol, en la Quebrada Gualcamayo, Provincia de La Rioja. Se caracteriza por pelitas negras con delgados estratos de calizas fétidas en su base, y en algunos casos con lentes de conglomerados (Furque, 1958; Furque y Cuerda, 1979). En la localidad tipo, Astini (1986) propone subdividir a la Formación Gualcamayo en tres miembros: Miembro Inferior, constituido por *mudstone* con intercalaciones de

pelitas negras; Miembro Medio, conformado por litofacies de arcillitas negras, y Miembro Superior, integrado por litofacies de fangolitas laminadas con bloques carbonáticos intercalados en el tramo superior.

En esta formación se han reconocido las zonas de graptolitos de *Isograptus victoriae maximus*, *Oncograptus*, y *Paraglossograptus tentaculatus* (Ortega *et al.*, 1993), y las zonas de conodontes *Paroistodus originalis-Pteracontiodus cryptodens*, *Periodon aculeatus zgiezensis-Protopanderodus robustus*, *Paroistodus horridus-Baltoniodus medius*, *Pygodus anitae-Protopanderodus cf. Varicostatus* (Ortega *et al.*, 1995).

Su base es concordante con la Formación San Juan (Furque, 1972), con características diacrónicas; Dapingiano-Darriwilliano medio, en la sección de Guandacol (Hünicken, 1985; Benedetto *et al.*, 1986a, 1991; Hünicken y Sarmiento, 1982; Ortega *et al.*, 1983, 1985; Cuerda y Ortega, 1987). Recientemente, 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 el área de Guandacol. Hacia el tope, la formación se encuentra en contacto erosivo con el Conglomerado de Las Vacas (Furque 1972, 1979; Benedetto *et al.*, 1991) y en la sección de Cerro La Chilca el contacto es erosivo con la Formación Los Azules.

4.2.2 Formación Los Azules (Furque, 1979)

Esta unidad fue definida por Furque (1979) y su sección tipo se ubica en la quebrada de Los Azules, área del Cerro Viejo de Huaco. En esta sección aflora una secuencia completa de la formación, incluyendo los tres miembros propuestos por Ortega (1987). El Miembro Inferior, se compone de lutitas negras silicificadas y niveles de K-bentonita, que se superponen en contacto paraconcordante a las calizas de la Formación San Juan. El Miembro Medio, constituido por areniscas micáceas parduscas, limolitas grises y capas delgadas de K-bentonitas. El Miembro Superior, presenta limolitas calcáreas y lentes calcáreas. Esta propuesta es posterior a la de Cuerda y Furque (1975), quienes dividieron a la formación en dos miembros; inferior (Los Azules Inferior) equivalente por sus graptolitos y litología a la Formación Gualcamayo, y superior para el cual instituyeron la denominación de Los Azules Superior.

La Formación los Azules posee una abundante fauna de graptolitos y conodontes. En la parte inferior se han registrado las zonas de *Paraglossograptus tentaculatus* (Alfaro y Cuerda, 1986; Ortega, 1995), *Undulograptus austrodentatus* y *Undulograptus dentatus* (Mitchell *et al.*, 1998), y *Undulograptus dentatus* y *Holmograptus lentus* (Brussa *et al.*, 2003; Ortega y Rickards, 2003). La presencia de las subzonas de conodontes *Pygodus anitae* (Zona *Eoplacognathus suecicus*), *Pygodus serra* (Ottone *et al.*, 1999), y las asociaciones de graptolitos de las zonas *U. dentatus*, *H. lentus*, *P. elegans*, *P. distichus*, *H. teretiusculus* (Ortega, 1987), ha sido registrada para el Miembro Medio. En el Miembro Superior, se reporta la zona de *Climacograptus bicornis*, asociada a los trilobites *Porterfieldia jachalensis* (Harrington y Leanza), *Guandacolithus* sp. aff. *G. furquei* (Harrington y Leanza) y la zona de conodontes *Amorphognathus tvaerensis* (Ottone *et al.*, 1999).

En términos generales, la Formación Los Azules comprende el Darriwilliano Temprano-Sandbiano, por el registro de las zonas *Undulograptus austrodentatus* y *Undulograptus dentatus* (Da1 y Da2) (Mitchell *et al.* 1998), *P. elegans*, *P. distichus*, y la asociación de conodontes de la sub-zona *Pygodus anitae* (Da4) y las asociaciones de graptolitos, trilobites y conodontes del Sandbiano, en el Miembro Superior.

La secuencia euxínica de la Formación Los Azules, rica en restos orgánicos, puede estar relacionada con el evento transgresivo y anoxigénico, reconocido mundialmente, seguido por un descenso en el Ordovícico Tardío, Hirnantiano, durante el episodio glacial de Gondwana (Peralta y Carter, 1990a). En Precordillera Central, en la sección de Cerro Viejo (Huaco), la base de la Formación Los Azules se encuentra en contacto paraconcordante con las calizas de la Formación San Juan, a través de una superficie de *hardground* (Astini, 1994a), y es cubierta, mediante discordancia erosiva, por los estratos carboníferos de la Formación Guandacol.

En la sección de Cerro La Chilca, el contacto basal es paraconcordante con la Formación Gualcamayo (Peralta, 2003a), y en el tope es cubierta mediante superficie erosiva, paraconcordante, por depósitos tipo *debris flow* de la base de la Formación Don Braulio. En esta localidad, Cuerda y Furque (1985) sugieren la ocurrencia de un hiato importante entre el tope de los depósitos de la Formación Gualcamayo, con graptolitos de la Zona *Paraglossograptus tentaculatus*, del Darriwilliano, y la base de la Formación Los Azules, que contiene graptolitos de la Zona de *N. gracilis*. La fauna de graptolitos en esta localidad se caracteriza por la zona de *Nemagraptus gracilis*

(Blasco y Ramos, 1976; Peralta 1998a); sin embargo los límites inferior y superior de *N. gracilis* no pueden ser reconocidos debido a la falta de registro sedimentario (Peralta 2003a).

4.2.3 Formación Don Braulio (Baldis *et al.*, 1982)

La Formación Don Braulio fue inicialmente reconocida por Baldis *et al.*, (1982), y posteriormente revisada por Peralta y Baldis (1990), Peralta (1993a, b) y Peralta y Carter (1990a, 1999). Su localidad tipo ha sido definida en la Quebrada de Don Braulio, flanco Occidental de la Sierra de Villicum, Precordillera Oriental (Baldis *et al.*, 1982); por esta razón la descripción detallada de esta unidad se visualiza en el apartado de Precordillera Oriental de este capítulo.

En la Precordillera Central, la Formación Don Braulio aflora en el área de Cerro La Chilca (Fig. 13) donde Astini y Benedetto (1992) describen una secuencia de 9 a 13 m de espesor, entre la Formación Gualcamayo (Formación Los Azules) y la Formación La Chilca. La secuencia comienza con un banco de brecha carbonática de espesor variable (0,5 a 3,5m), compuesto de guijas y bloques muy mal seleccionados, con litologías similares a las unidades más antiguas. Sobre la brecha continúan areniscas finas, limosas y bioturbadas de color gris verdoso; la parte media y superior de esta secuencia es portadora de braquiópodos y restos de trilobites. En la parte superior de la unidad se observan niveles de areniscas fangosas de coloración verdosa, con guijas dispersas, guijarros de chert y glauconita, intensa bioturbación y abundantes restos de *Chondrites* sp. En esta sección, la Formación Don Braulio se encuentra en la base en contacto erosivo con la Formación Los Azules, y en el tope en paraconcordancia con la Formación La Chilca. Las capas fosilíferas que contienen la fauna de braquiópodos (Astini y Bendetto, 1992) asociados con el trilobite *Dalmanitina sudamericana* (Peralta, 1998a) le confiere a la formación una edad hirnantiana en esta sección.

4.2.4 Grupo Tucunuco (Cuerda, 1965a)

El Grupo Tucunuco está conformado por las formaciones La Chilca y Los Espejos, y su localidad tipo se encuentra en el Cerro La Chilca. La edad del grupo estuvo asignada al Silúrico, sin embargo el registro de la zona de *M. persculptus* (Cuerda *et al.*, 1988) en la sección de Talacasto, amplió el rango temporal del grupo al Hirnantiano. El Grupo Tucunuco, en la localidad tipo, se encuentra en contacto paraconcordante con

la infrayacente Formación Don Braulio (Hirnantiano) y con la suprayacente Formación Talacasto (Devónico Inferior).

Formación La Chilca (Cuerda, 1969)

Constituye la unidad basal del Grupo Tucunuco (Cuerda, 1965a), cuya localidad tipo se encuentra en el Cerro La Chilca. Esta formación se caracteriza por presentar variaciones en el espesor, con valores máximos en el área de Jáchal, donde alcanza 128 m (Astini y Maretto, 1996), disminuyendo paulatinamente hacia el sur y oeste: 90 m en Cerro La Chilca (Cuerda, 1969), y 35 m en Talacasto (Baldis *et al.*, 1984b).

Baldis *et al.*, (1984b), proponen dividir a la Formación La Chilca en dos Miembros: Miembro Salto Macho inferior, su base está representada por un ortoconglomerado con clastos de chert, de geometría tabular y espesor aproximado de 30 a 50 cm (Marchese, 1972). Este nivel conglomerádico fue identificado en primera instancia como el *conglomerado de Talacasto* o como el *conglomerado basal del Silúrico* (Rolleri, 1947), y posteriormente como el *conglomerado basal* del Grupo Tucunuco (Cuerda, 1969). En contacto neto con el conglomerado, se encuentra una secuencia de pelitas de coloración gris oscura a amarillenta, finamente laminadas, que gradan hacia el techo a capas limolíticas, hasta pasar transicionalmente al miembro superior Cuarcitas Azules (Fig. 13).

El Miembro Cuarcitas Azules, está constituido en la parte basal, por bancos de oolitas, pelitas ricas en graptolitos, seguidas de arenitas cuarzosas (protocuarzitas), de coloración verde amarillenta (Baldis *et al.*, 1984b), con estratificación cruzada *hummocky*. El tope de esta unidad está representado por dos niveles areniscas cuarzosas Fe-fosfático, de coloración pardo rojiza (Peralta, 1985).

La Formación La Chilca contiene graptolitos de las zonas de *M. persculptus*, *P. acuminatus* y *A. atavus* (Cuerda *et al.*, 1988); braquiópodos del Rhuddaniano (Benedetto y Cocks, 2009), asociaciones de palinomorfos (García-Muro *et al.*, 2016), y abundantes trazas fósiles de la ichnofacies *Cruziana* (Peralta, 2003a).

La Formación La Chilca representa un secuencia regresiva estrato-granocreciente (Peralta, 2006), dominada por tormentas y oleaje. El conglomerado basal representa estadio inicial transgresivo (Astini y Piovano 1992; Peralta 2006), seguido de depósitos de plataforma interna (Miembro Salto Macho), que son paulatinamente

reemplazados por una secuencia de somerización progradante (Miembro Cuarcitas Azules) (Astini y Piovano, 1992).

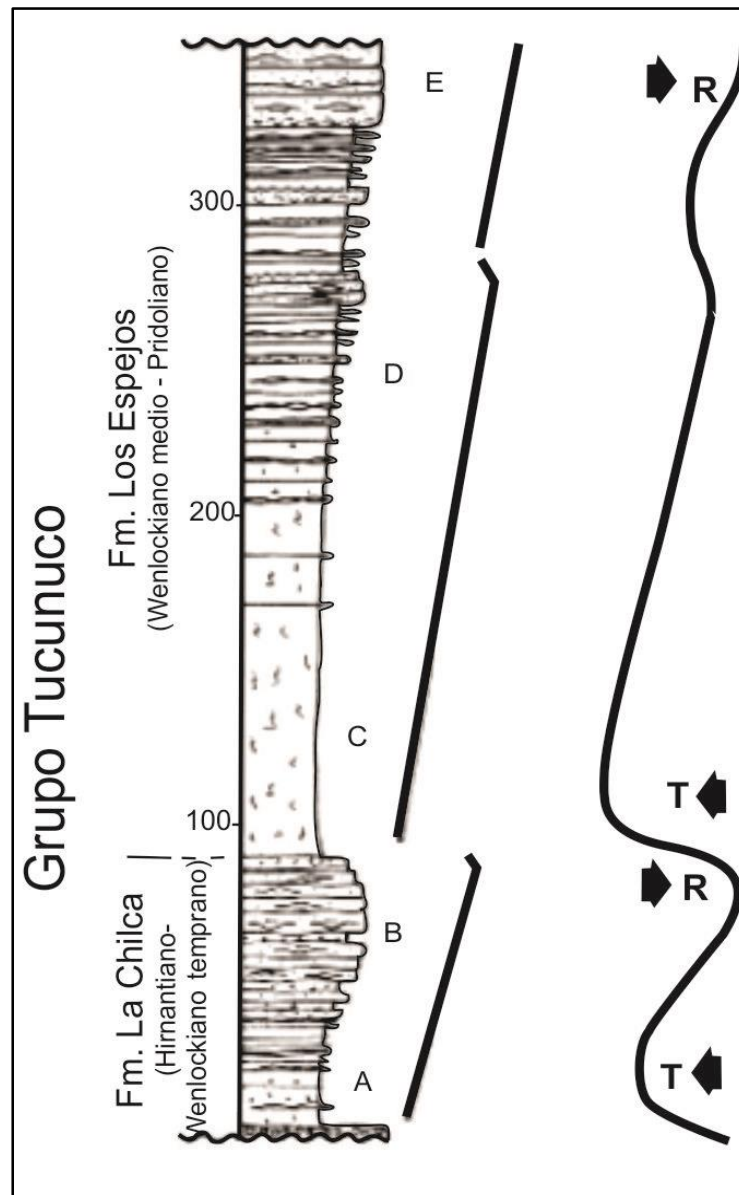


Figura 13. Columnas estratigráficas de las unidades del Ordovícico y Silúrico en la sección de Cerro La Chilca; Formación Don Braulio y Grupo Tucunuco (formaciones La Chilca y Los Espejos) (Modificado de Peralta, 2003a).

La edad de la Formación La Chilca Hirnantiano-Wenlockiano temprano, ha sido establecida sobre la base del registro de las zonas de *M. persculptus* del Hirnantiano (Cuerda *et al.*, 1988). En el Miembro Cuarcitas Azules, el registro de *M. priodon* (Bronn) indica el Wenlockiano temprano (Kerlleñivich y Cuerda, 1986).

La base de la Formación de La Chilca, en la sección de Cerro La Chilca se encuentra en contacto erosivo con la Formación Don Braulio (Astini y Benedetto, 1992) (Fig. 13); y con la Formación San Juan, en las secciones de Gualilán (Astini y Maretto, 1996; Martínez, 2007) y Talacasto (Baldis *et al.*, 1984a). Por otra parte, el tope de la unidad, a lo largo de la Precordillera Central, se encuentra en contacto paraconcordante con la Formación Los Espejos (Fig. 13).

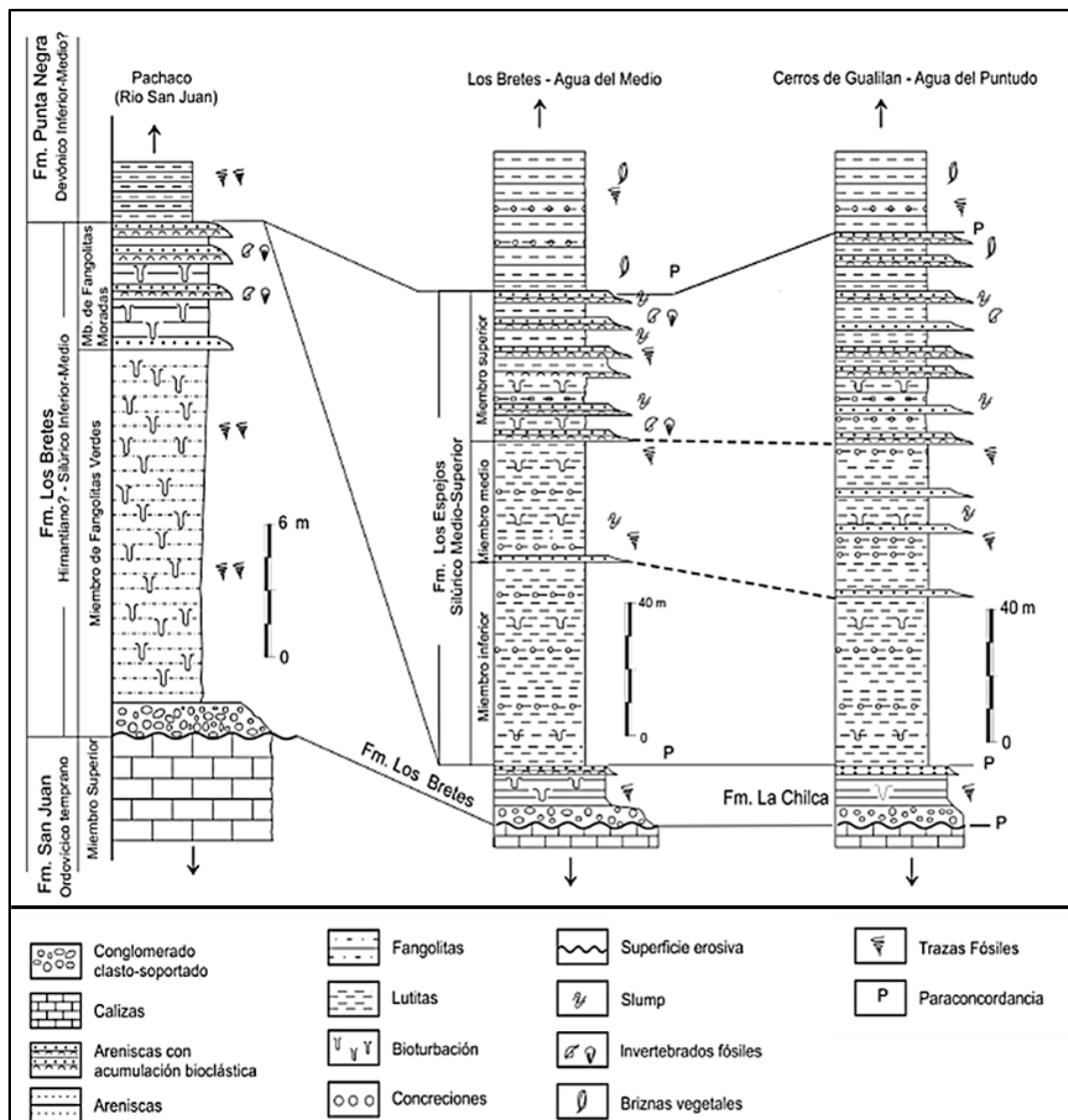


Figura 14. Columnas estratigráficas de las unidades del Hirnantiano-Silúrico (formaciones Los Bretes, La Chilca, Los Espejos) en el flanco oriental de la Sierra de La Invernada, y su correlación con la Formación Los Bretes en el área del Cerro Blanco de Pachaco (Modificado de Peralta, 2013a).

En el flanco oriental de la Sierra de la Invernada, la **Formación Los Bretes** (Peralta, 2013a) representa un equivalente lateral de la Formación La Chilca (Fig. 14), sobre la base de sus relaciones estratigráficas, registro bioestratigráfico y facies sedimentarias.

Entre ambas unidades se presenta un marcado cambio de facies pelíticas y arenosas (Formación La Chilca) a fangolitas bioturbadas (Formación Los Bretes), manteniendo como elemento litoestratigráfico común la ocurrencia del conglomerado basal *sensu* Roller (1947).

La Formación Los Bretes está integrada por dos miembros: el Miembro Inferior conformado por fangolitas verdes bioturbadas, que muestran textura moteada por bioturbación; y el Miembro Superior constituido por fangolitas moradas bioturbadas, con intercalaciones de capas de areniscas finas a las que se asocian capas delgadas acumulaciones bioclásticas y limolitas. En estos depósitos se reconocen trazas fósiles de *Zoophycos*, *Planolites* y *Phycosiphon*; intercalaciones de acumulaciones bioclásticas que contienen abundantes restos de braquiópodos (Peralta, 2013a). En el Miembro Superior, en la sección del Cerro Blanco de Pachaco, Benedetto y Franciosi (1998), describen la Fauna de *Leangella*. Considerando la presencia y edad del conglomerado basal en el área de Talacasto (Cuerda *et al.*, 1988) y de la Fauna de *Leangella*, la edad de la Formación Los Bretes correspondería al Hirnantiano-Wenlockiano tardío.

Formación Los Espejos (Cuerda, 1969)

La Formación Los Espejos es la unidad superior del Grupo Tucunuco (Cuerda, 1965a), su localidad tipo se encuentra al oeste del Cerro La Chilca, en la quebrada del Río Los Espejos. Al igual que La Formación La Chilca, esta unidad presenta variaciones en su espesor: 450 m en la sección del Cerro El Fuerte (Astini y Maretto, 1996); 320 m en su localidad tipo al oeste de Tucunuco (Cuerda 1969) y 260 m en la sección de Talacasto (Baldis *et al.*, 1984b).

En la Formación Los Espejos, Baldis y Peralta (1999) reconocen 3 miembros en base a sus características litoestratigráficas (Fig. 13): Miembro Inferior constituido en la parte inferior por lutitas verdes y moradas, con concreciones fosfáticas; hacia la parte superior se encuentran capas finas de vaques de coloración pardo verdosa, con intercalaciones limolíticas. En las capas de arena se observan asociaciones de trazas fósiles de la facies Nereites (Baldis y Aceñolaza, 1978; Baldis *et al.*, 1984b; Peralta, 1985). El Miembro Medio lo conforma bancos de arena, con arreglo estrato creciente y forma canalizada; hacia la parte superior se observan capas arenosas con estructuras tipo HCS, típicas de oleaje de tormentas. Las capas arenosas contienen acumulaciones

bioclásticas y trazas fósiles de la icnofacies *Cruziana* (Aceñolaza y Peralta, 1985a,b). El Miembro Superior se caracteriza por capas de arenas, de coloración verdosa, y son portadoras de abundante valvifauna y trazas fósiles de la icnofacies *Cruzianas* (Peralta *et al.* 1997).

Desde el punto de vista paleontológico, la Formación Los Espejos incluye una asociación de braquiópodos de la fauna *Clarkeia* (Benedetto *et al.*, 1992b), trilobites de los géneros *Phacops*, *Calymene*, *Trimerus*, *Dalmanites*, *Leonaspis* y *Proetus* (Castellaro 1959; Waisfeld *et al.* 1988), ostrácodos del género *Emsiella* (ex *Beyrichia*) (Rossi de García, com. verb.), y *Saetograptus argentinus* Cuerda (= *M. leintwardinensis* var. *incipiens* Wood, Cuerda 1965a), y *M. uncinatus* var. *notouncinatus* Cuerda (Cuerda, 1969). Se han realizado menciones de formas de gastrópodos, corales, crinoideos, cefalópodos nautiloideos y restos de euryptéridos (Brussa y Toro, 1989), tentaculitoideos (Ciguel y Peralta, 1990), y faunas de conodontes de las zonas *Polygnathoides siluricus* y *Pedavis latialata*. (Hünicken y Sarmiento, 1986), *Kockelella variabilis variabilis* (Albanesi *et al.*, 2006).

La Formación Los Espejos presenta arreglo estrato-granocreciente, y en su base y tope está limitada por superficies transgresivas (*flooding surfaces*) (Peralta, 2006), que la separan de la infrayacente Formación La Chilca, y de la suprayacente Formación Talacasto (Devónico Inferior) respectivamente. La edad de esta unidad está referida al Wenlockiano medio-Ludloviano-Pridoliano, en base a sus faunas de braquiópodos (Benedetto *et al.*, 1992b), graptolitos (Cuerda, 1969) y acritarcos (Pöthe de Baldis, 1981; Rubinstein, 1989, 1992a, b; Pöthe de Baldis y Peralta, 1999).

Hacia el sur de la cuenca de Precordillera, en el área del Río San Juan, el Grupo Tucunuco se correlaciona con la **Formación Tambolar** (Peralta *et al.*, 1997), cuya localidad tipo se ubica en el Portezuelo del Tambolar, donde presenta 67 m de espesor (Peralta y Carter, 1990b). La Formación Tambolar ha sido dividida en 3 miembros sobre la base de las descripciones realizadas por Peralta y Carter (1990b): Miembro Inferior, integrado por el conglomerado basal con clastos de chert, seguido de fangolitas laminadas de coloración verdosa amarillenta. El Miembro Medio consiste de pelitas con intercalaciones arenosas de coloración verdosa, verde amarillenta y parda rojiza. El Miembro Superior está constituido por bancos de arenisca fina de coloración gris amarillenta, que gradan a pelitas bioturbadas.

En la Formación Tambolar se ha registrado una asociación de palinomorfos, acritarcos y quitinozoos en el Miembro Inferior, así como faunas de braquiópodos con formas silúricas (Benedetto y Franciosi, 1998) y trazas fósiles de la icnofacies de Nereites (Peralta *et al.*, 1997); y en el Miembro Medio se reconoce la icnofacies Cruziana (Peralta y Carter, 1990b; Aceñolaza y Peralta, 1991).

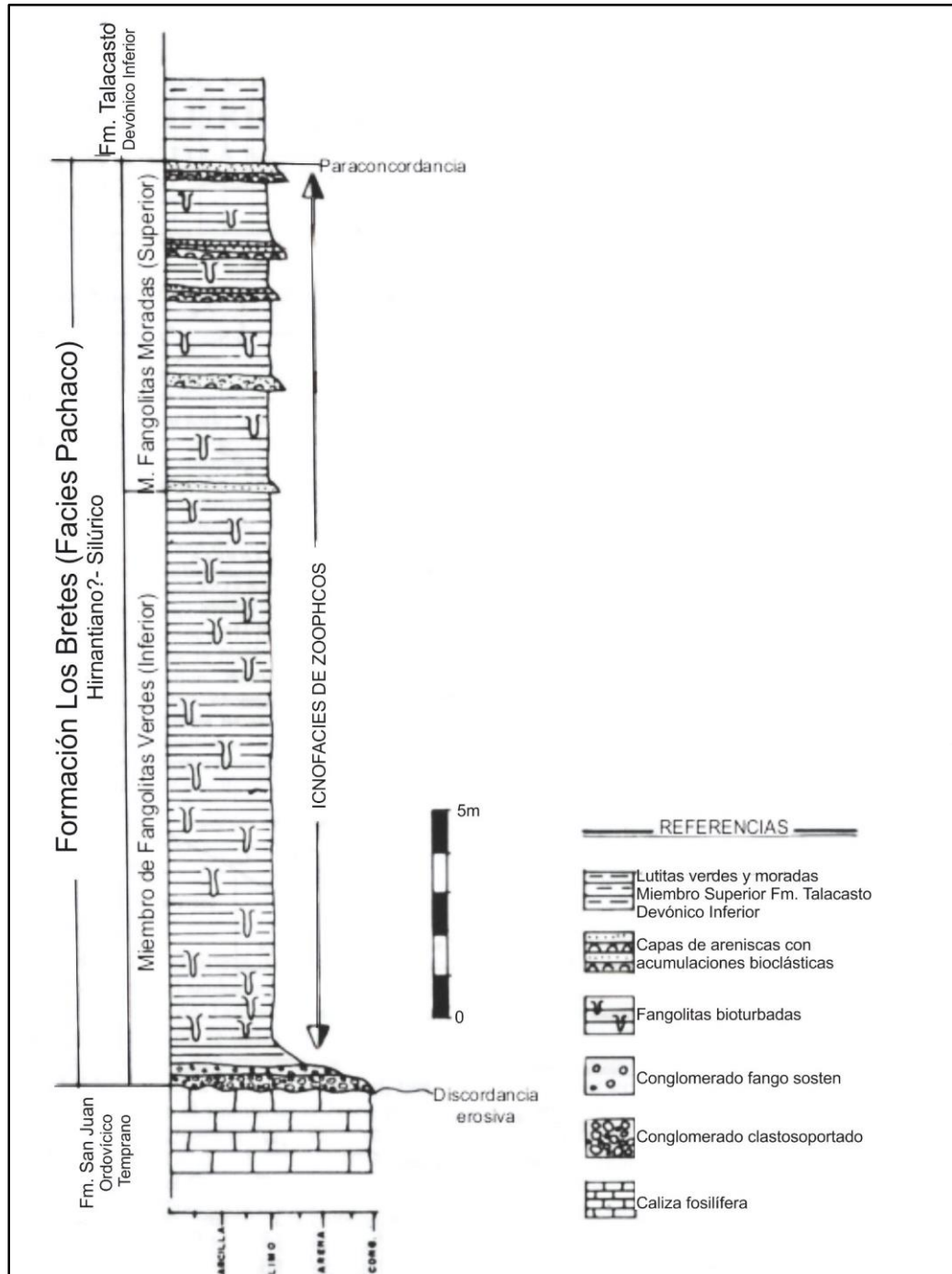


Figura 15. Columna estratigráfica de la Formación Los Bretes (Facies Pachaco de la Formación Tambolar) en la Sección de la Quebrada Pata de Guanaco, Cerro Blanco de Pachaco, Precordillera Central (Modificada de Peralta y León, 1993).

La Formación Tambolar yace en contacto erosivo sobre calizas de la Formación San Juan (Peralta y Carter, 1990b), excepto en la sección del Río Sassito, donde sobreyacen en igual relación a depósitos del Ordovícico Superior de la Formación Sassito (Astini y Cañas, 1995). En el tope posee un contacto paraconcordante con la base de la Formación Talacasto (Peralta y León, 1993) (Fig. 16). En la sección de Pachaco, en la Formación Los Bretes, se reconocieron las denominadas Facies Pachaco (Beresi, 1980; Peralta León, 1993) de la Formación Tambolar (Fig. 15), interpretadas como facies distales de plataforma fangosa, con introducción de eventos tempestíuticos y presencia de trazas fósiles de la icnofacies *Zoophycos* (Peralta y León, 1993).

En la localidad tipo, la asociación de palinomorfos del Miembro Inferior de la Formación Tambolar, contiene la mayoría de los taxones descritos para el Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca en la sección de Talacasto, por lo cual se le interpreta como un equivalente estratigráfico condensado de la Formación La Chilca (Peralta *et al.*, 1997). El Miembro Medio se correlaciona con los miembros inferior y medio de la Formación Los Espejos, sobre la base de atributos litoestratigráfico, bioestratigráfico y relaciones estratigráficas. El Miembro Superior de la Formación Tambolar se correlaciona con el Miembro Superior de La Formación Los Espejos, en base a sus características lito-paleobiológicas y relaciones estratigráficas (Peralta *et al.*, 1997).

La presencia de la asociación de palinomorfos del miembro inferior indica Llandoveryano tardío-Wenlockiano temprano (Pöthe de Baldis, 1999), corroborada por Benedetto y Franciosi (1998) en el área de Pachaco con una fauna de braquiópodos que sugieren una edad no más joven que Wenlockiano tardío para la Formación Tambolar, equivalente a la indicada para el miembro inferior de la Formación Los Espejos en Talacasto (Peralta, 2013a)

4.2.5 Grupo Gualilán (Baldis, 1975)

Inicialmente reconocido por Baldis (1975), está integrado por depósitos siliciclásticos de las formaciones Talacasto (Devónico Inferior) y Punta Negra (Emsiano-Eifeliano?). El Grupo Gualilán se caracteriza por su contenido de faunas Malvinocáfricas y restos fósiles de plantas. La localidad tipo se ubica en el área de

Talacasto, donde ambas formaciones se observan con buen grado de exposición, desarrollo completo de sus espesores y buen registro de las faunas.

Formación Talacasto (Padula *et al.*, 1967)

La Formación Talacasto fue definida por Padula *et al.*, (1967), aflora desde el Río Jáchal hasta el área del Río San Juan, y su localidad tipo se encuentra en la quebrada Talacasto. De norte a sur presenta una disminución de espesor, 800 m en las localidades de Talacasto y Jáchal, a 40-130 m al sur del Río San Juan. Esta formación muestra arreglo estrato-granocreciente, regresivo.

Astini (1991b), reconoce tres miembros: Miembro de lutitas verdes, constituido por fangolitas de coloración verde grisáceo a negro, en parte lutíticas y concrecionarias. Contiene niveles de concreciones pelíticas pardo oscuras, a veces fosilíferas. Miembro de areniscas azules, compuesto por capas de areniscas finas con intercalaciones de fangolitas, muy bioturbadas, de coloración verdoso a verde grisáceo hasta azulado. Las capas presentan base neta y tope plano u ondulado, con gradación a pelitas. Miembro de lutitas nodulares (Miembro de areniscas con concreciones esferoidales, Astini, 1991b), integrado por capas de areniscas muy finas y fangolitas verdes, con niveles de concreciones calcáreas fosilíferas.

La asociación de trazas fósiles de *Zoophycos* (Peralta *et al.*, 1989), las comunidades bentónicas de algunas asociaciones fosilíferas (Padula *et al.*, 1967; Baldis, 1975) y los cuerpos arenosos en la parte superior de la formación, indican un ambiente de plataforma. En el Miembro de Lutitas verdes se registra una asociación de braquiópodos (Herrera, 1993), en el Miembro de areniscas azules se registra una asociación de braquiópodos de la fauna Malvinocáfrica (Herrera, 1993), y trilobites, siendo frecuentes en estos depósitos las trazas de *Zoophycos* (Peralta *et al.*, 1989). El miembro de lutitas nodulares es portador de una fauna de braquiópodos.

La Formación Talacasto yace sobre la Formación Los Espejos en paraconcordancia, superficie transgresiva, y en su tope es cubierta en igual relación por la Formación Punta Negra (Fig. 16). La edad, en base a sus faunas de braquiópodos y trilobites (Baldis, 1975; Herrera, 1990) es referida al Devónico Inferior, Lochkoviano a Emsiano.

Formación Punta Negra (Braccini, 1950).

Esta unidad definida por Braccini (1950), de acuerdo con Padula *et al.*, (1967) y la sección tipo se desarrolla a lo largo del Río San Juan, sin embargo, Baldis (1973) basado en la descripción original de Braccini (1950), ubica la localidad tipo sobre la margen norte del Río San Juan, en la sección del dique de Punta Negra. Esta formación se caracteriza en la base por una sucesión de lutitas verdes y moradas en alternancia, que contiene concreciones pelíticas de coloración pardo-rojiza a pardo-amarillenta (Peralta y Ruzycki de Berenstein, 1990; perfil de los Caracoles). Continúan una alternancia de vaques y pelitas de coloración verde grisácea, con un arreglo regresivo (Peralta 2013b).

	TALACASTO	SIERRA DE LA INVERNADA		CERRO BLANCO DE PACHACO	TAMBOLAR
DEVÓNICO	FORMACIÓN PUNTA NEGRA	FORMACIÓN PUNTA NEGRA		FORMACIÓN PUNTA NEGRA	FORMACIÓN PUNTA NEGRA
	FORMACIÓN TALACASTO				FORMACIÓN TALACASTO
HIRNANTIANO-PRIDOLIANO	FORMACIÓN LOS ESPEJOS	FORMACIÓN LOS ESPEJOS			FORMACIÓN TAMBOLAR
	FORMACIÓN LA CHILCA	Fm. LA CHILCA	Fm. LOS BRETES	FORMACIÓN LOS BRETES	
ORDOVÍCIO TEMPRANO	FORMACIÓN SAN JUAN				

Figura 16. Correlación y relaciones estratigráficas de las unidades del Ordovícico Medio al Devónico, secciones de Sierra de La Invernada, Cerro La Chilca, quebrada de Talacasto y Portezuelo del Tambolar (Modificado de Peralta, 2013a).

La Formación Punta Negra ha sido estudiada por diversos autores (González Bonorino, 1975a, b; Astini, 1990; Peralta y Ruzycki de Berenstein, 1990; Martínez y Astini, 1992; Poiré y Morel, 1996), Sin embargo, las facies descritas sugieren

depósitos de abanico turbidíticos o sistemas deltaicos progradantes desarrollados en la margen de una rampa, de acuerdo con los datos aportados por los mencionados autores. La formación presenta escaso contenido de valvifauna, pero se han registrado diversos tipos de restos vegetales (Frenguelli, 1951, 1952; Menéndez, 1967; Baldis, 1973; Poiré y Morel, 1996; Poiré *et al.*, 2005, Edwards *et al.*, 2009), trazas fósiles de las icnofacies de *Nereites*, *Cruziana* y *Skolithus* (Peralta y Aceñolaza, 1988; Peralta y Ruzycki de Berenstein, 1990; Bustos y Astini, 1997; Edwards *et al.* 2009). Peralta *et al.* (1995) mencionan braquiópodos de la fauna Malvinocáfrica en el miembro pelítico inferior, en el área de Pachaco. Asociaciones de palinomorfos han sido registradas en la localidad de Talacasto por Rubinstein (1999, 2000). Herrera y Bustos (2001), reportaron para la sección de Las Chacritas, en la Sierra de La Trampa, restos de crinoideos, trilobites, bivalvos, y braquiópodos.

La Formación Punta Negra sobreyace en paraconcordancia a la Formación Talacasto, y es cubierta en discordancia erosiva por depósitos glacimarinicos del Carbonífero Superior de la Formación Guandacol y equivalentes (Fig. 16). La asociación de braquiópodos en la sección de Las Chacritas indica Emsiano temprano (Herrera y Bustos, 2001), similar a la registrada por (Peralta *et al.*, 1995) para el área de Pachaco. Asimismo, una edad más joven es indicada por dos asociaciones palinológicas; Eifeliano–Givetiano (Rubinstein, 1999), y otra no más joven que Givetiano (Rubinstein, 2000).

4.2.6 Depósitos de olistostromas post- Formación Punta Negra

Esta secuencia es definida inicialmente por Cuerda *et al.*, (1983) en el área de Río Los Sombreros, Sierra del Tontal. La localidad tipo de esta unidad ha sido asignada a la Quebrada Seca, en la Sierra del Tontal (Cuerda *et al.*, 1983). De acuerdo con Peralta (2013b), la secuencia se caracteriza por una mezcla de depósitos siliciclásticos re-sedimentados, entre los que se observan inmersos bloques alóctonos (olistolitos) de variados tamaños, de composición carbonática y mixta que indica procedencia de unidades indeterminadas del Cámbrico? y de la Formación San Juan. La trama siliciclástica es de coloración verdosa y morada, dominada por depósitos pelíticos, heterolíticos y en menor grado psefíticos, afectados por deformación sinsedimentaria. Los restos fósiles encontrados en las facies siliciclásticas indican procedencia de las unidades del Cámbrico, Ordovícico, Silúrico (formaciones La Chilca y Los Espejos) y Devónico Inferior- Medio? (formaciones Talacasto y Punta Negra).

Los depósitos de olistostroma o “*mélange*” sedimentaria reconocidos por Furque y Caballé (1988) como “Formación Corralito”, fueron asignados originariamente al Ordovícico y posteriormente al Silúrico y/o Devónico (Bracco 1985; Guillén 1985; Pittaluga *et al.*, 1996, 1997). La edad de estos depósitos es asignada al Devónico (post-Formación Punta Negra) por Peralta, (2005a). Estratigráficamente, los depósitos de olistostromas se encuentran en paraconcordancia sobre la Formación Punta Negra (Peralta, 2013b), en contraposición al contacto por falla descrito por Pittaluga *et al.*, (1996, 1997). Hacia el techo se encuentra en contacto por falla inversa, Corrimiento La Invernada, con depósitos ordovícicos de la Formación Sierra de la Invernada (Peralta, 2013b).

4.2.7 Formación Guandacol (Cuerda, 1965b)

La Formación Guandacol es descrita inicialmente en la quebrada Los Blanquitos, por Cuerda (1965b). Su localidad tipo fue asignada, posteriormente a la Sierra de Maz, Cerro Guandacol y quebrada del Taco en la Provincia de la Rioja (Andreis *et al.* 1975). Esta unidad posee una variación de espesor registrada en las secciones de Agua de Los Blanquitos (1.500 m) y quebrada El Taco (1.300 m) (Cuerda, 1965b; Caminos, 1972) y en Agua de La Peña (926 m) (Bossi y Andreis, 1985).

Esta formación consiste en vaques medianas a muy gruesas y muy micáceas, de coloración gris verdosas, fábrica maciza o gradada, con clastos tamaño guija dispersos, intraclastos pelíticos y bloques de rocas procedentes del basamento cercano (cuarzo, esquistos, plutonitas, entre otros). Los vaques suelen presentar delgados diques clásticos, deslizamientos gravitatorios y concreciones esferoidales carbonáticas. Las pelitas son limolitas de colores verdes, grises o negras y pueden contener clastos caídos (*dropstones*) y delgados lentes de margas (Bossi y Andreis, 1985). La sección basal de la unidad fue descrita como depósitos de origen glacial (Pazos, 2000, 2002a). Ambientes lacustres, deltaicos (Bossi y Andreis, 1985; Limarino *et al.*, 1988) y ambientes mixtos o transicionales con influencia mareal también han sido reconocidos (Pazos, 2000, 2002a, b).

La unidad posee una variedad de escamas de peces e invertebrados marinos y continentales (Martínez, 1993; Gutiérrez *et al.*, 2000), e icnofósiles principalmente referidos a pistas de artrópodos y pastoreo de vermiformes (Buatois y Mángano, 2003; Pazos, 2000, 2002a, b; Buatois *et al.*, 2006). El registro de la sub-biozona de

Raistrickia-Plicatipollenites (Carrizo, 1990), indican el Carbonífero Superior. El contacto basal de la Formación Guandacol es discordante sobre el basamento cristalino y es cubierta en paraconcordancia por la Formación Tupe.

4.2.8 Formación Tupe (Cuerda, 1965b)

Descrita inicialmente por Cuerda (1965b), la localidad tipo de esta unidad se encuentra en la quebrada El Tupe, Sierra de Maz, La Rioja; posteriormente fue reconocida en el área de la Cuesta de Huaco (San Juan) por Limarino *et al.*, (1988). El espesor de la unidad es variable, entre 650 m en la quebrada de Tupe (Cuerda, 1965b) y 837 m en la cuesta de Huaco (Limarino *et al.*, 1988).

La Formación Tupe está representada por areniscas arcósicas que alternan con pelitas verdosas, castañas o grises y algunos niveles carbonosos (Bossi y Andreis, 1985). Se observan en orden ascendentes los siguientes grupos litológicos: areniscas de grano fino a medio, muscovíticas y feldespáticas de color gris claro hasta verdoso y bancos de arcillo-esquistos intercalados; areniscas de grano medio con abundantes muscovita y fragmentos de feldespato; lutitas laminadas; areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada y finalmente bancos conglomerádicos lenticulares (Cuerda, 1965b).

Desde el punto de vista paleontológico, presenta abundante megaflore (Limarino *et al.*, 1988; Coturel y Gutiérrez, 2005), asociaciones palinológicas (Gutiérrez *et al.*, 2005) e invertebrados marinos (Cisterna *et al.*, 2002, 2006). El contenido fósil de la unidad indica el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior. Su base yace en paraconcordancia sobre la Formación Guandacol, y en el techo es cubierta en igual relación por capas rojas continentales de la Formación Patquía, mediante una relación que varía desde discordante (Groeber, 1940; Caselli y Limarino, 1993) hasta concordante (De Alba, 1954; Cuerda, 1965b) y pseudoconcordante (Frenguelli, 1944, Turner, 1967).

4.2.9 Formación Los Gauchos (Furque, 1983)

La Formación Los Gauchos es reconocida por Furque (1983) en la Ciénaga de Gualilán, provincia de San Juan; su localidad tipo es asignada a la quebrada Los Gauchos. Es una formación de poco espesor, aproximadamente 200 m en la localidad

tipo (Furque, 1983), sin embargo de acuerdo a Martínez y Astini (1992) puede alcanzar sólo unos 85 m.

Esta unidad presenta las siguientes litofacies: conglomerados macizos y gradados, conglomerados estratificados, conglomerados finos con estratificación cruzada, areniscas microconglomerádicas con bloques dispersos, areniscas gradadas con laminación ondulítica, limolitas y areniscas interestratificadas y calcipelitas. El análisis de estas litofacies permitió diferenciar dos asociaciones de facies: canales conglomerádicos complejos y mantos arenosos amalgamados (Martínez y Astini, 1992). Los depósitos de la Formación Los Gauchos han sido interpretados por Furque (1983) como el resultado de paleovalles intermontanos, alargados N-S; posteriormente, Martínez y Astini (1992) sugieren un abanico confinado dentro de una artesa glacial desarrollada parcial o totalmente bajo cuerpos de agua.

Su edad es incierta debido a la falta de fósiles diagnósticos; por correlación con unidades similares fue referida al Carbonífero Superior por Furque (1983), mientras que Ramos y Vujovich (2000) sugieren para la Formación Los Gauchos una edad del Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano. La formación se dispone discordante a la Formación Punta Negra (Devónico), mientras que el techo no es visible.

4.2.10 Formación Patquía (Frenguelli, 1944)

Definida originalmente por Frenguelli (1944) y posteriormente por Cuerda (1965b) en la Sierra de Maz (Provincia de La Rioja). Inicialmente la localidad tipo fue asignada a la sección que aflora al sur de la quebrada Los Blanquitos en la Sierra de Maz (Cuerda, 1965b), posteriormente la sección de Los Colorados de Patquía (Sierra de Los Colorado) fue sugerida como holoestratotipo de la formación. Posee un espesor muy variado, entre 110 m y 1700 m (De Alba, 1954, 1972, 1979; Cuerda, 1965b; Parker, 1974; Spalletti, 1979; Caselli y Limarino, 1993).

La secuencia sedimentaria está compuesta por un conjunto de areniscas rojizas de grano medio; alternancia de conglomerados lenticulares, arenisca de grano medio y arcillo-esquistos; arenisca de grano grueso y lutitas masivas de color rojo; y capas de basalto (Cuerda, 1965b). Estos depósitos han sido referenciados a ambientes de origen fluvial, lacustres y eólicos.

La Formación Patquía contiene moluscos dulceacuícolas (Frenguelli, 1946) y huellas de tetrápodos (Caselli y Arcucci, 1999). Originalmente fue referida al Pérmico Inferior por Cuerda (1965b). Se apoya en discordancia angular sobre la Formación Tupe, y es cubierta discordantemente por la Formación Ciénaga del Río Huaco, de edad cretácica (Limarino *et al.*, 2000).

4.2.11 Formación Pachaco (Sumay, 1980).

Las primeras descripciones de la denominada Formación Pachaco fueron realizadas por Sumay (1980), Masramón (1986), Cevallos y Milana (1992). Esta unidad aflora en el área de Pachaco y se extiende hasta la naciente del Río Talacasto. Su espesor es de aproximadamente 700 m (Cevallos y Milana, 1992) y es considerada como la secuencia eólica de mayor espesor en la Precordillera.

La Formación Pachaco ha sido dividida en tres miembros (Cevallos y Milana, 1992): Miembro Inferior, de areniscas limosas rojizas, pelitas con intercalación de niveles carbonosos de coloración verdosa y amarillenta, y niveles de bentonitas blancas o verdosa; Miembro Medio, conformado por areniscas eólicas de coloración parda a verdosa, en intervalos granodecreciente-granocreciente; y el Miembro Superior constituido por una secuencia normal-inversa de conglomerados y areniscas fluvio-aluviales. El miembro inferior se desarrolló en un sistema fluvial, asociado a planicies de inundación. El Miembro Medio se interpreta en un ambiente eólico y el Miembro Superior como depósitos característicos de corrientes unidireccionales y planicies de inundación (Cevallos y Milana, 1992; Milana *et al.*, 1993).

El registro de una asociación de palinomorfos en el Miembro Inferior de la Formación Pachaco indica el Eoceno Superior-Mioceno (Prámparo *et al.*, 1995). El contacto basal de esta unidad es discordante con la Formación Punta Negra (Devónico), y en el tope se encuentra en contacto por falla con depósitos cuaternarios. Este fallamiento va eliminando progresivamente, hacia el Sur del Río San Juan, términos de la Formación Pachaco.

4.3 Precordillera Oriental

En la Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981), al igual que la Precordillera Central, el Banco Carbonático Cámbrico-Ordovícico Temprano constituye la base de la sucesión eopaleozoica (ver ítem 4.1). Se describen las unidades estratigráficas desde

el Darriwilliano hasta el Pleistoceno, expuestas en la Sierra de Villicum, objeto de estudio en este trabajo.

4.3.1 Formación Gualcamayo (Furque, 1963)

Esta unidad fue descrita en el apartado de Precordillera Central (ver pág. 35), donde se encuentra su localidad tipo. La Formación Gualcamayo fue reconocida inicialmente en Precordillera Oriental por Baldis *et al.*, (1982). Peralta (1993a, b) registra un espesor de 39 m, y describe dos miembros: Miembro Inferior, equivalente a los depósitos de transfacies reconocidos por Baldis y Beresi (1981), caracterizado por una alternancia de bancos de calizas negras margosas y lutitas negras graptolíticas. El Miembro Superior está integrado en su base por lutitas negras con intercalaciones de capas delgadas de margas, que desaparecen hacia el tope de la unidad; seguido de lutitas gris negruzca a gris amarillentas.

La fauna de trilobites mencionada por Baldis y Beresi (1981) y Baldis *et al.*, (1984c) pertenecen a la zona *Mendolaspis salagastensis*. De acuerdo con Peralta (1995), la fauna de graptolitos del Miembro Inferior pertenece a la Zona de *tentaculatus*, mientras que el Miembro superior incluye: *P. tentaculatus*, *Tristichograptus ensiformis*, *Glossograptus hincksii*, *Undulograptus austrodentatus*, *Amplexograptus* cf. *A. arctus*, *I. caduceus*, *Isograptus* aff. *caduceo primulus*, *Isograptus* sp. y *Pterograptus* sp. Sarmiento (1985, 1991) describe una asociación de conodontes que indica la Zona *Amorphognathus variabilis-Eoplacognathus suecicus*.

En base al registro fósil (Baldis y Beresi, 1981; Sarmiento, 1985, 1991; Peralta, 1993a, b) se asigna a la Formación Gualcamayo una edad darriwiliano temprano en la localidad de la Sierra de Villicum. Hacia la base la Formación Gualcamayo presenta contacto neto con los niveles de calizas del techo de la Formación San Juan. En el tope, es cubierta en discordancia erosiva por los términos basales de la Formación La Cantera.

4.3.2 Formación La Cantera (Furque y Cuerda, 1979; *emend.* Baldis, *et al.*, 1982)

En la Sierra de Villicum, la Formación La Cantera fue inicialmente registrada por Furque y Cuerda (1979), quienes incluyeron en su parte inferior a la actual Formación Gualcamayo. Posteriormente Baldis *et al.*, (1982) redefinieron la unidad,

reconociendo a la Formación Gualcamayo, y definiendo como Formación La Cantera a la sucesión constituida por conglomerados, areniscas y lutitas verdes comprendidas entre las formaciones Gualcamayo y Don Braulio. La Formación La Cantera es una secuencia siliciclástica estrato-grano decreciente de 140 m de espesor, cuya localidad tipo se encuentra en la Quebrada de Don Braulio (Baldis *et al.*, 1982). Sus afloramientos están afectados por fallamiento, el que en algunos sectores produce la eliminación tectónica de al menos parte de su sucesión (Peralta, 1993a). Peralta (1993b) reconoce tres miembros:

Miembro Psefítico inferior o basal, compuesto por 3 litofacies (Fig. 17): a) litofacies de areniscas guijarrosas de coloración verdosa, con clastos dispersos de composición sedimentaria y en menor grado ígnea. b) Litofacies de conglomerados clasto-soportados, con guijarros de composición sedimentaria (vaques, cuarzoarenita, pelita, marga, caliza y chert) y en menor proporción ígnea. Algunos bloques contienen graptolitos, conodontes y valvifauna. c) litofacies de areniscas y conglomerados estratificados, representado por vaques (en parte conglomerádicos) intercalados con bancos de conglomerados clastos-sostén a matrix-sostén.

Miembro Medio de Areniscas y Pelitas; incluye canales de relleno psefítico y/o psamítico con arreglo estrato-granodecreciente, en ocasiones con detrito bioclástico con restos de valvifauna y graptolitos. El Miembro Superior, consiste en una alternancia de vaques y pelitas con estratificación delgada y gradación normal. Los términos pelíticos predominan en la sucesión, intercalando canales con relleno psamítico, asociados a conglomerados sublítico, con arreglo estrato-granodecreciente. Los canales y las capas de arenisca contienen restos de graptolitos. El arreglo estrato-grano decreciente de la unidad es interpretado como el resultado de un gradual ascenso del nivel del mar.

Desde el punto de vista paleontológico, Peralta (1986) menciona la presencia de las Zonas de *Hustedograptus teretiusculus* y *Nemagraptus gracilis*. Sánchez (1990) identifica formas de *Paraemucus?* sp. y *Palaeoconcha* sp. En el Miembro Medio, Peralta (1993a) menciona el registro de abundantes graptolitos, los cuales refiere a la Zona de *Hustedograptus teretiusculus*. En el Miembro Superior se describen los graptolitos *Dicellograptus divaricatus* var. *salopiensis*, *Amplexograptus minutus*, *Reteograptus geinitzianus*, *Climacograptus* aff. *antiquus*, *Hustedograptus* cf. *teretiusculus*, *Glyptograptus* sp.

En la base de la Formación La Cantera Albanesi *et al.*, (1995a) reporta una fauna de conodontes en clastos redepositados, identificando *Eoplacognathus lindstroemi* (Hamar), *Phragmodus flexuosos* (Moskalenko), *Rhodesogathus cf. inaequalis* (Rhodes), *Panderodus aff. gracilis* (Branson y Mehl), *Erismodus* sp., y *Depranoistodus* sp. Posteriormente, en el Miembro Inferior de la Formación La Cantera, se describe una colección de conodontes de la Zona de *Pygodus serra*, Subzona de *Eoplacognathus robustus* (Heredia *et al.*, 2014).

La base de la Formación La Cantera está representada por una discordancia erosiva (paraconcordancia) con la infrayacente Formación Gualcamayo (Baldis *et al.*, 1982). El límite superior está representado por una paraconcordancia (superficie erosiva) a la base de la Formación Don Braulio (Peralta, 1993a), sin embargo poco más al sur es cubierta por depósitos de la Formación La Pola (Astini, 2001a) (Fig. 17). La edad de la formación se extiende desde el Darriwiliano tardío hasta el Sandbiano temprano, en base al contenido de graptolitos y conodontes (Kaufmann, 2019).

4.3.3 Formación La Pola (Astini, 2001a)

Fue definida por Astini (2001a), su localidad tipo se encuentra en la quebrada de La Pola, aproximadamente 600 m al sur de la quebrada de Don Braulio. Astini (2001a) ha reconocido en esta formación las siguientes litofacies: paraconglomerados de bloques, fangolitas gujarrosas, conglomerados arenosos bioclásticos, areniscas lenticulares gradadas o macizas, ritmitas delgadas, tabulares y fangolitas limo-arenosas. Estas facies presentan deformación sin-sedimentaria con estructuras tipo *slump*. Las facies de la Formación La Pola han sido interpretadas como el resultado de procesos de re-sedimentación. Las asociaciones de facies de la base sugieren que el ambiente depositacional era una garganta marina profunda proximal. Heredia y Milana (2010), sugieren un ambiente somero y de alta energía, posiblemente en una plataforma. Los materiales originales tienen características de una plataforma clástica (rica en cuarzo), de alta energía, con acumulaciones coetáneas de carbonato, como arrecifes (Astini, 2001a).

Su contenido fósil es alóctono, pero se encuentra bien conservado. En la matriz de un nivel paraconglomeradico, Brussa (1999) registró la presencia de las Zonas de *Nemagraptus gracilis-Dicranograptus clingani*. En bloques de diamictitas de la Formación Don Braulio, Benedetto (1998b), menciona una asociación de

braquiópodos, interpretados como provenientes de los niveles superiores de la Formación La Cantera; estos niveles fueron posteriormente asignados a la Formación La Pola por Astini (2001a). También se menciona la presencia de briozoos, bivalvos, gasterópodos y fragmentos de trilobites (Benedetto, 2003). Heredia y Milana (2010), describen una fauna de conodontes correspondiente a la zona de *Amorphognathus tvaerensis*, Subzona de *Baltoniodus variabilis* que correspondería, en los términos de biozonas de graptolitos, a la parte media y superior de la zona *Nemagraptus gracilis*.

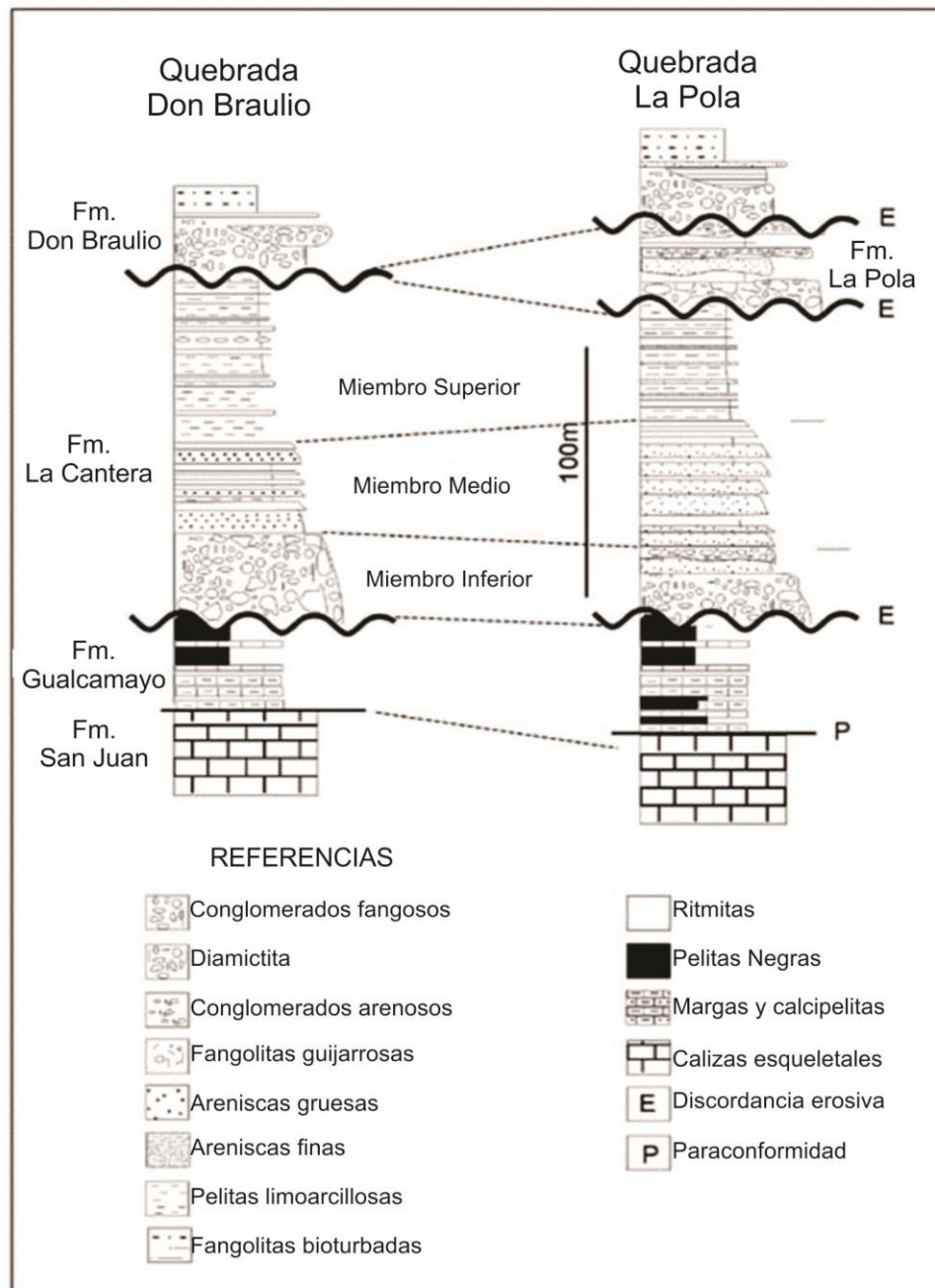


Figura 17. Correlación estratigráfica de las unidades ordovícicas de la Sierra de Villicum en la Quebrada de Don Braulio y Quebrada de La Pola (Tomado Astini, 2001a).

El límite inferior de la Formación La Pola está representado por un contacto erosivo con el miembro superior de la Formación La Cantera, y el límite superior por una discordancia erosiva a la base de la Formación Don Braulio (Fig. 17). La edad de esta formación corresponde al Sandbiano-Katiano, sobre la base de la presencia de graptolitos (Brussa, 1999), faunas de braquiópodos (Benedetto, 1998a; 2003), y de conodontes (Heredia y Milana, 2010).

4.3.4 Formación Don Braulio (Baldis *et al.*, 1982)

La Formación Don Braulio fue definida por Baldis *et al.*, (1982), revisada por Peralta y Baldis (1990) y posteriormente estudiada desde el punto de vista paleoambiental por Peralta (1993a, b, 1998b). La localidad tipo se encuentra en la Quebrada de Don Braulio, flanco oriental de la Sierra de Villicum. Peralta (1993b), propone la división de la Formación Don Braulio en 4 miembros, sobre la base de sus características lito y bioestratigráficas (Fig. 18):

Miembro Inferior Diamictítico: La diamictita se compone principalmente de depósitos de fangolitas, con clastos dispersos de coloración gris verdosa que incluyen conglomerados y areniscas de relleno de canal (vaques) y detritos bioclásticos. Los clastos tamaño grava muestran evidencia de procesos glaciales: estrías en una o más direcciones, superficies facetadas y pulidas, marcas de percusión y formas de nariz plana (Peralta y Carter, 1999; Astini, 2001b). Intercalan canales con extensión lateral del orden de la decena de metros, con relleno psamítico y psefítico, ocasionalmente detrito bioclástico, en el que se mencionan formas de la típica Fauna de *Hirnantia* (Peralta, 1993a). En la parte superior, la diamictita se caracteriza por un conglomerado polimictico, clasto-sostén, de espesor variable. Este miembro presenta evidencias sedimentológicas y paleontológicas que confirman su relación con el Evento Glacial del Ordovícico Tardío (Peralta y Carter, 1990a, 1999; Buggish y Astini, 1993; Astini y Buggish, 1993; Astini, 1991a, 1993, 2001b).

Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas: Está compuesto principalmente por lutitas gris verdosas y areniscas de grano fino-medio, incluyendo lentes calcáreos y fosilíferos. En la base, este miembro comienza con un conspicuo conglomerado de grano grueso, de poco espesor, que se superpone al depósito basal de diamictita (Peralta y Carter, 1999). Esta unidad es muy fosilífera y contiene restos de trilobites, braquiópodos, graptolitos, espículas de esponjas y briozoos. La base del miembro es

neta o erosiva y el tope es transicional con las fangolitas bioturbadas del miembro sobreyacente. La fauna asociada a este miembro sugiere que fue depositado en una plataforma somera (Peralta y Carter, 1999). Por otra parte, Sánchez *et al.*, (1991) sugieren que la unidad se desarrolló en una plataforma extra-glacial con abundante fauna marina de baja diversidad.

Miembro de Fangolitas Ocre: está compuesto por depósitos de lutitas bioturbadas monótonas y masivas, de coloración amarillenta, contiene abundantes trazas tubiformes o irregulares, verticales u oblicuas respecto a la estratificación. La característica textural y fábrica del depósito, permiten inferir la destrucción de la estructura original por efecto de la bioturbación (Peralta, 1993a); algunas madrigueras contienen estructuras de graptolitos biseriales mal conservadas (Peralta y Carter, 1999). Este miembro sobryace transicionalmente a los depósitos del Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas; e infrayace en paraconformidad a los depósitos del Miembro Superior Ferrífero.

Miembro Ferrífero Superior: consiste en bancos de areniscas y oolitas ferríferas de coloración pardo-rojizo, con intercalación de pelitas y limolitas macizas, negras a gris oscuro, portadoras de graptolitos. Los bancos de areniscas y oolitas presentan base neta y tope ondulado, contienen acumulaciones bioclásticas detríticas. En las areniscas ferruginosas se observan nódulos y concreciones dispersas de fosfato y ferríferas (Peralta, 1985; Astini, 1992b). Este miembro se superpone en paraconcordancia al Miembro de Fangolitas Ocre, y es cubierto en contacto erosivo, por depósitos de olistostromas de la Formación Rinconada. El Miembro Ferrífero Superior es interpretado como una secuencia de plataforma dominada por oleaje y tormentas, con depósitos transportados desde un ambiente proximal a distal (Peralta y Carter, 1999).

Desde el punto de vista paleontológico, la Formación Don Braulio posee una gran diversidad de fauna (Fig. 18). En el Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas se describieron las especies de trilobites *Dalmanitina sudamericana* y *Eohomalonothus villicunensis* (Baldis y Blasco, 1975). También una asociación de braquiópodos reconocida por Levy y Nullo, (1974) y revisada por Benedetto, (1986) como la típica Fauna de *Hirnantia*. Leone y Benedetto (2019) realizan un análisis de la especie *Dalmanella testudinaria*, ejemplar característico de la asociación de braquiópodos de la Fauna de *Hirnantia* en las secciones de Sierra de Villicum, Cerro del Fuerte y Cerro Cumillango (Fig. 19).

Peralta y Baldis (1990), describieron una asociación monoespecífica de graptolitos dominada por *Metabolograptos* (ex *Normalograptus*) *persculptus*, en los niveles del tope de este miembro. Sánchez (1985, 1990), estudió la fauna de bivalvos presentes en la unidad, identificando *Modilopsis cuyana* (Sánchez) y *Palaeoneila* sp. Fragmentos de colonias de briozoos, escasas espículas de esponjas y una placa de crinoideos registrados por Jiménez-Sánchez *et al.* (2014).

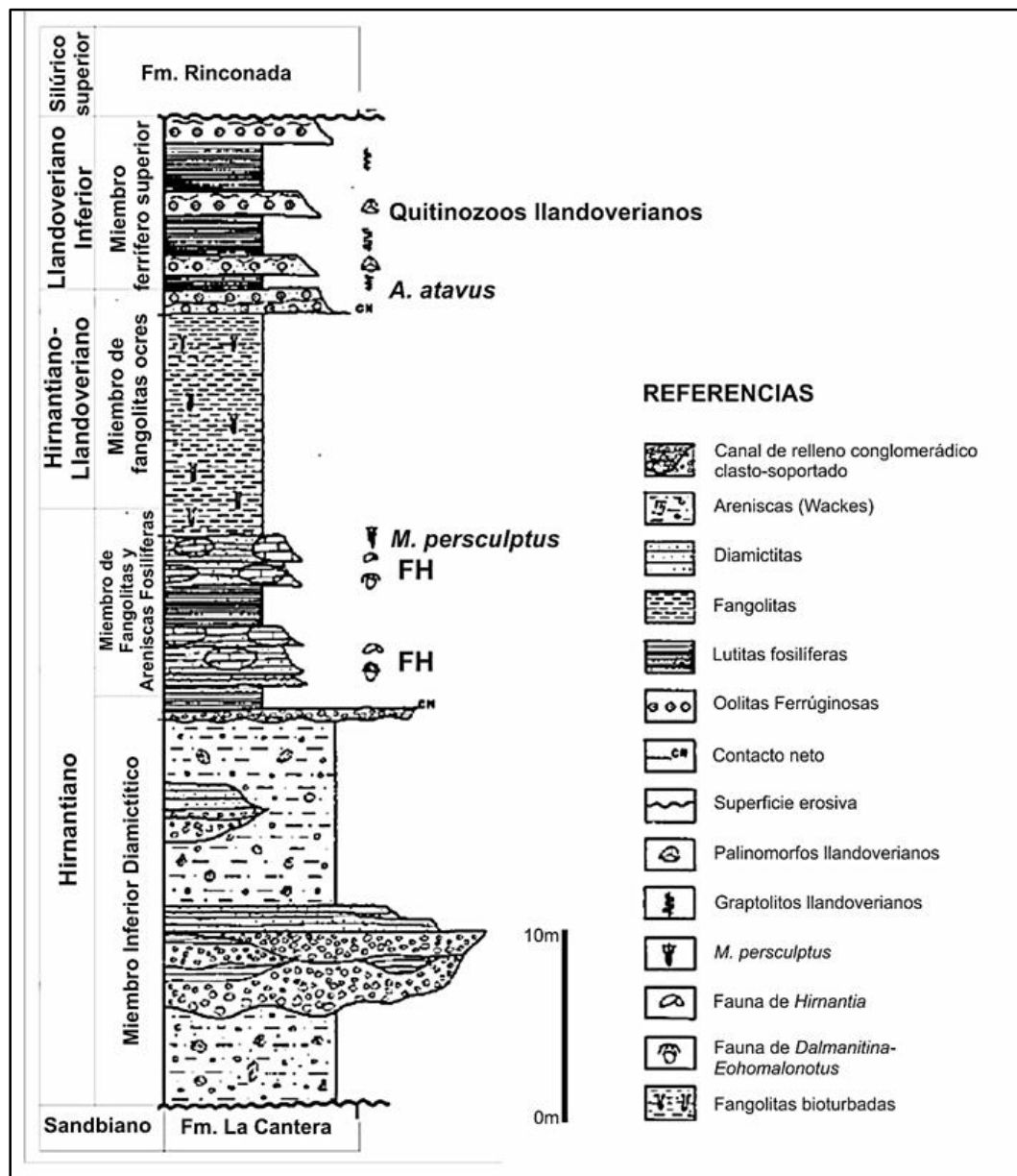


Figura 18. Perfil de la Formación Don Braulio mostrando la posición estratigráfica de la *Fauna de Hirantia* (Benedetto, 1986, 1990), las zonas de *M. persculptus* (Peralta y Baldis, 1990), *A. atavus* (Peralta, 1985) y niveles con palinomorfos (Volkheimer *et al.*, 1980) (Modificado de (Peralta, 1993b).

El Miembro Ferrífero Superior también presenta contenido fosilífero, que se caracteriza por una asociación de acritarcos y quitinozoos descritos por Volkheimer *et al.* (1980); y una asociación de graptolitos registrados por Peralta (1985), asignados a la Zona de *Atavograptus atavus*.

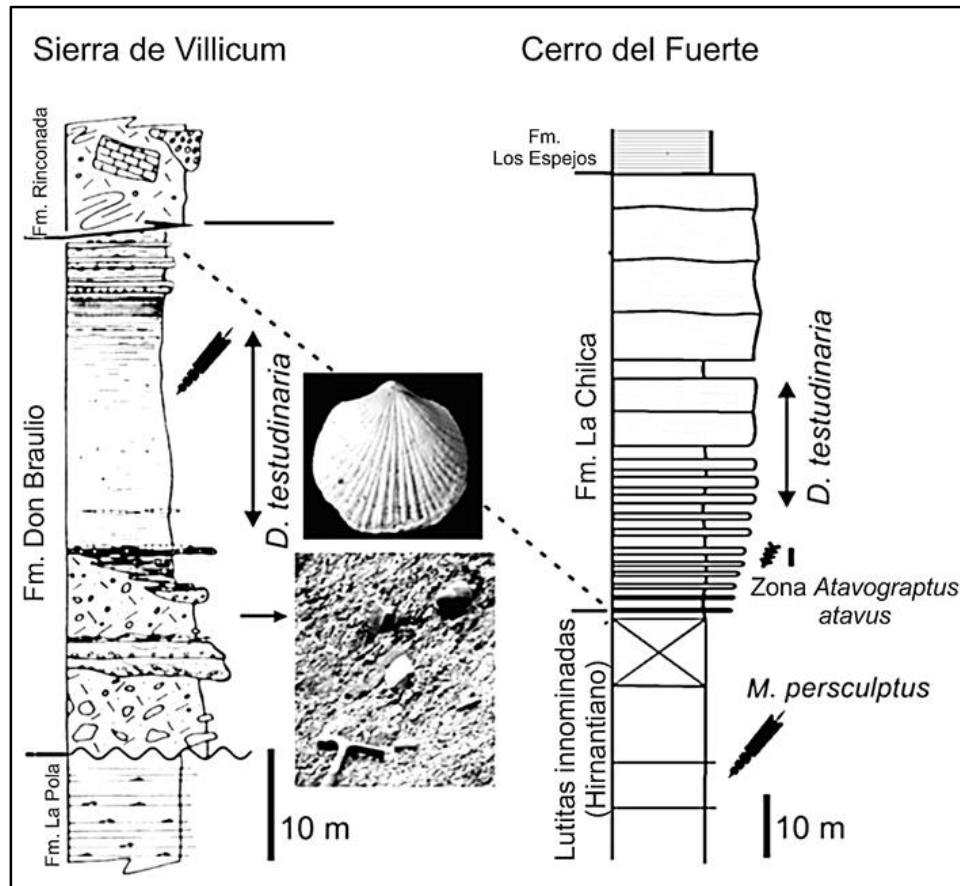


Figura 19. Correlación estratigráfica de la Formación Don Braulio en la Sierra de Villicum con el perfil Hirnantiano-Rhuddaniano de la sección de Cerro del Fuerte, mostrando el rango estratigráfico de la especie *Dalmanella testudinaria*, y su relación con las biozonas de *M. persculptus* y *A. atavus* (Modificado de Leone y Benedetto, 2019).

La edad hirnantiana de la Formación Don Braulio fue establecida inicialmente por la fauna de trilobites (Baldis y Blasco, 1975), el conjunto de braquiópodos descrito por Levy y Nullo (1974) y la Fauna de *Hirnantia* descrita por Benedetto (1986). La edad Llandoveryano inferior de la parte superior de la Formación Don Braulio, fue proporcionada por los palinomorfos (Volkheimer *et al.*, 1980) y la asociación de graptolitos de la Zona *A. atavus* mencionados por Peralta (1985).

En la Formación Don Braulio, la falta de registro fósil diagnóstico entre las zonas de *M. persculptus* y *Atavograptus atavus*, imposibilitaba hasta el presente la dilucidación del límite Ordovícico-Silúrico. Sin embargo, este tema es abordado en esta Tesis, sobre la base de datos isotópicos y palinológicos.

En su sección tipo, la Formación Don Braulio yace en paraconcordancia, superficie erosiva, sobre la Formación La Cantera (Peralta, 1993a). Sin embargo, en la quebrada de La Pola, al sur de la Quebrada de Don Braulio, esta unidad yace en contacto erosivo sobre la Formación La Pola (Astini, 2001a). En el flanco oriental de la Sierra de Villicum, el límite superior está marcado por una discordancia erosiva a la base de la Formación Rinconada (Fig. 17).

Peralta (1993a), propone la denominación de **Grupo Trapiche**, el cual estaría integrado por las formaciones La Cantera y Don Braulio, sobre la base de su correlación lito y bio-cronoestratigráfica, con el denominado grupo reconocido por Furque (1963) en el área de Guandacol, donde incluye a las formaciones Las Vacas (Sandbiano, Cuerda *et al.* 2004) y Trapiche (Katiano-Hirnantiano, Benedetto y Herrera, 1987; Albanesi *et al.*, 1995b). En todos los casos el sustrato está conformado por depósitos de la Formación Gualcamayo.

4.3.5 Formación Rinconada (= Fm. Mogotes Negros) (Amos, 1954)

Inicialmente esta unidad fue definida por Amos (1954) en el que se incluyen los olistostromas que suprayacen, mediante superficie erosiva, a la Formación San Juan en la Sierra Chica de Zonda, localidad de Rinconada. Cabeza Quiroga (1942) reconocieron estos depósitos con el nombre de Formación Mogotes Negros en el área de Villicum. Peralta (1993a), unifica estos depósitos con el nombre de Formación Rinconada y propone como localidad tipo de la unidad la sección de la Sierra de Villicum.

De acuerdo a Peralta (1993a), la unidad consiste de olistostroma o *mélange* sedimentaria, integrados por un mezcla de bloques alóctonos de composición clástica y carbonática, inmerso en una matriz clástica fina y de coloración verdosa. Depósitos gravitatorios, compuestos por sedimentos alóctonos deslizados (*slump*), y depósitos conglomerádicos y/ o psamíticos. Los olistolitos provienen de la Formación San Juan, y los bloques conglomerádicos provienen de las unidades clásticas pre-existentes,

tanto del Ordovícico como del Silúrico. Los depósitos autóctonos presentes en la unidad están representados por flujos de detritos, conglomerados y areniscas de relleno de canal. Es frecuente encontrar en estos depósitos acumulaciones bioclásticas con estructura y fábrica diversa. Los clastos de los depósitos psefíticos de relleno de canal están compuestos por rocas sedimentarias (areniscas, calizas, chert y conglomerados) e ígneas (básicas y meso-ácidas).

Los depósitos de la Formación Rinconada han sido inicialmente asociados a una *mélange* tectónica (Keidel, 1938; Braccacini, 1946; Heim, 1948), y a rellenos de cuenca interna con control tectónico (Fossa-Mancini, 1943; Amos, 1954). Posteriormente, se interpretaron como el resultado de un control tecto-sedimentario ejercido por el levantamiento del arco Villicum-Zonda (Padula *et al.*, 1967; Cuerda y Caminos, 1983). Peralta (1993a) sugiere una procedencia desde la plataforma o de un área continental con coberturas paleozoicas.

Los fósiles encontrados en la Formación Rinconada corresponden a una valvifauna del Silúrico Superior provenientes de las formaciones Los Espejos y Tambolar. Los fósiles más antiguos corresponden a bloques de la Formación San Juan. Una asociación de conodontes del Floiano y Darriwiliano junto a depósitos de edad silúrica, es mencionada por Voldman *et al.*, (2015) en los bloques carbonáticos.

La Formación Rinconada se encuentra en contacto basal con la Formación Don Braulio a través de una paraconcordancia, superficie erosiva, mientras que en la Sierra Chica de Zonda y Cerro Pedernal yace sobre distintos niveles de la Formación San Juan (Peralta, 1993a) y sus niveles superiores se encuentran cubiertos por depósitos Neógenos (Fig. 30). La edad de la formación fue referida por Amos y Fernández (1977) al Devónico Inferior en base al registro del *Leptoceolia nuñezi*. Por otra parte, Cuerda (1981) registra niveles con graptolitos del Llandoveryano en depósitos de la Sierra Chica de Zonda, y Peralta, (1987) registra *Monograptus argentinus* que indica el Ludloviano.

4.3.6 Formación Jejenes (Amos, 1954; = Estratos de Jejenes, Keidel, 1921; Serie de Jejenes, Heim, 1948).

Esta unidad es descrita por Amos (1954) y propuso como localidades tipo las quebradas Grande, Jejenes y de la Mina, flanco oriental de la Sierra Chica de Zonda,

Provincia de San Juan. Posee un espesor aproximado de 575 m en la localidad tipo (Amos, 1954), 221 m (Ortíz y Zambrano, 1981; Bercowski, 1987) y 229 m (Césari y Bercowski, 1998) en la localidad de quebrada Las Lajas. La Formación Jejenes ha sido interpretada en un paleoambiente de agua lacustre, representado por facies turbidíticas (Amos, 1954). Bercowski y Rocco (1993) interpretan la secuencia como un *fan delta* en un ambiente lacustre.

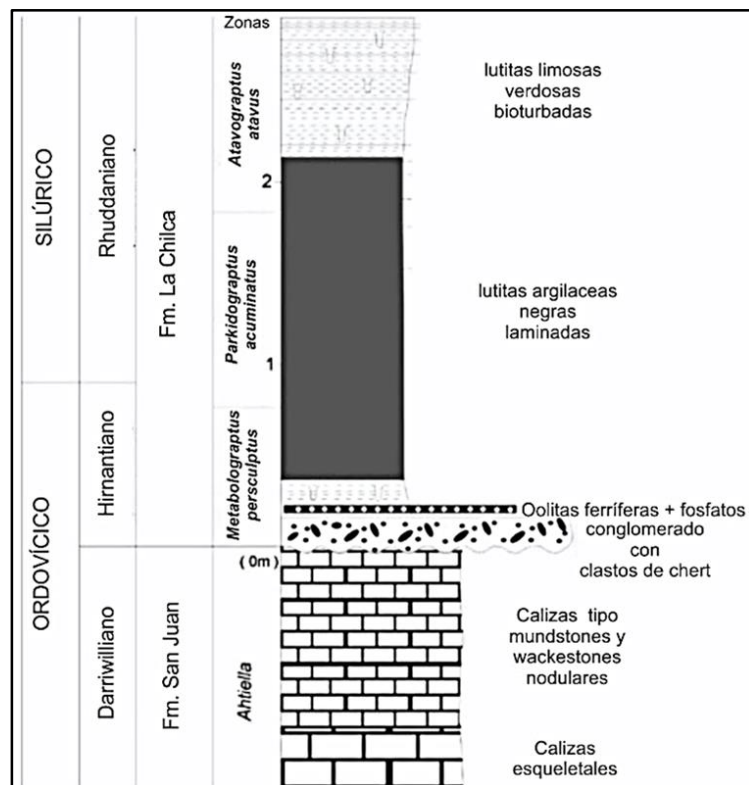
La Formación Jejenes registra una variedad de restos mega y microflorísticos del Carbonífero Superior. (González Amicón, 1973; Césari, 1987; Gutiérrez y Césari, 1987; entre otros). Esta unidad yace en discordancia angular sobre la Formación Rinconada y calizas de la Formación San Juan, en el tope es cubierta en igual relación por depósitos continentales del Neógeno.

4.3.7 Formación Torrecitas (Uliarte, 1977)

Comprende depósitos de tufas y travertinos aflorantes en los campos de Baños de La Laja, El Salado y la Loma de Las Tierritas (Suvires, 2004). Los depósitos de travertino se extienden en el piedemonte oriental de la Sierra de Villicum. Los principales afloramientos, localizados en las cercanías de La Laja, se distribuyen en tres fajas de orientación NNO, limitadas en su borde occidental por fallas inversas con vergencia al oeste (Cardó *et al.*, 2012). Los depósitos de travertino tienen espesores variables que oscilan entre algunos centímetros hasta aproximadamente 20 m (Suvires, 2004).

Las acumulaciones de travertino de la Formación Torrecitas (Pleistoceno) constituyen importantes depósitos de La Laja y los sedimentos del cono aluvial del río San Juan (Depósitos fluviales cuaternarios) (Cardó *et al.*, 2012). La Formación Torrecitas es considerada de edad pleistocena en función del hallazgo de *Littoridiana* sp. (Angelelli, 1941), se apoya en discordancia sobre las pelitas y areniscas de la Formación Loma de Las Tapias (Serafini *et al.*, 1986) de edad miocena superior (Cardó *et al.*, 2012).

ANTECEDENTES SOBRE EL TEMA DE TESIS



Precordillera Oriental
 Precordillera Central
 Antecedentes regionales y continentales

5-ANTECEDENTES SOBRE EL TEMA DE TESIS.

5.1 Precordillera Oriental

5.1.1 Antecedentes bioestratigráficos.

En la Precordillera Oriental, en la Sierra de Villicum, se mencionan como antecedentes principales, los aportes de Baldis y Blasco (1975) quienes describen la Fauna de *Eohomalonothus-Dalmanitina* asignándola al “Asghilliano”, actual Hirnantiano. Levy y Nullo (1974) describen por primera vez una fauna de braquiópodos del “Asghilliano”, actual Hirnantiano, revisada en forma posterior por Benedetto (1986) quien la asigna a la Fauna de *Hirnantia*, así como la revisión de *Dalmanella* por Leone y Benedetto (2019). Volkheimer *et al.*, (1980), describen en los términos superiores de la Formación Don Braulio, una asociación de palinomorfos que refieren al Llandoveryano, y Peralta (1985) menciona para estos mismos niveles una asociación de graptolitos de la Zona de *A. atavus*. Peralta y Baldis (1990), describen asociado a la Fauna de *Hirnantia* niveles con *M. persculptus* (ex *P. persculptus*). Una fauna de bivalvos es mencionada por Sánchez (1985; 1990), espongiarios por Carrera y Halpern (2011), espículas de esponjas descritos por Jiménez-Sánchez *et al.*, (2014),

5.1.2 Antecedentes estratigráficos y sedimentológicos.

Se destacan los aportes de Cabeza Quiroga (1942, en Borrello 1969), quienes denominan Formación Mogotes Negros a los depósitos eopaleozoicos siliciclásticos del flanco oriental de la Sierra de Villicum. Furque y Cuerda (1979), reconocen como Formación La Cantera a la sucesión del Ordovícico Medio-Superior, dejando como Formación Mogotes Negros a la sucesión de olistostromas del Silúrico-Devónico sobreyacente. Baldis *et al.*, (1982) proponen un reordenamiento estratigráfico de la aludida sucesión quedando integrada por: en la base, Formación San Juan, pelitas negras de la Formación Gualcamayo del Ordovícico Medio; Formación La Cantera del Ordovícico Superior; Formación Don Braulio, Ordovícico Tardío-Llandoveryano; y Formación Mogotes Negros (= Formación Rinconada), del Devónico.

Desde el punto de vista sedimentológico, en la Formación Don Braulio Peralta (1993a y b), reconoce cuatro miembros, mencionados precedentemente (ver ítem 5.3.4). En este aspecto se destacan los depósitos diamictíticos basales (fangolitas guijarrosas) de

la Formación Don Braulio, descritos inicialmente por Peralta y Carter (1990a), cuya correlación regional es analizada por Peralta y Baldis (1992). Estudios de naturaleza sedimentológica sobre estos depósitos fueron realizados por Buggish y Astini (1993), Astini y Buggish (1993), Astini (1993), Peralta (1998), Peralta y Carter (1999) y Astini (2001b). El estudio de los depósitos oolíticos de esta unidad fue realizado por Astini (1992b)

5.1.3 Antecedentes Isotópicos.

Desde el punto de vista isotópico, si bien existen en el mundo numerosos aportes para el estudio de la OST (Hirnantiano-Rhuddaniano), en la Sierra de Villicum, en la Formación Don Braulio, se destacan los aportes de Sial *et al.*, (2016; 2017a y b) (Fig. 20). Estos autores abordan el estudio y análisis de excursiones de $\delta^{13}C_{org}$, $\delta^{15}N$ y Hg, consideradas en este trabajo de tesis a los fines de la dilucidación de la OST en la aludida formación, al analizar su comportamiento isotópico con sucesiones equivalentes de Suecia, Escocia y sur de China, entre otros.

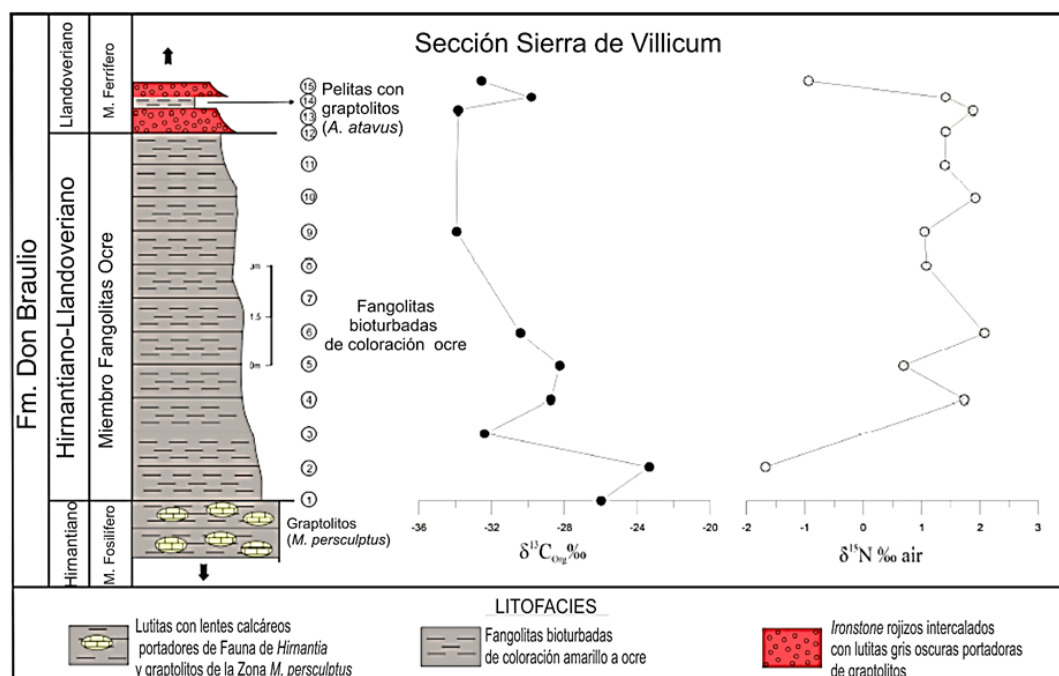


Figura 20. Curvas isotópicas de la Formación Don Braulio, sección de Sierra de Villicum. (Tomados de Sial *et al.*, 2017a). Nótese la excursión negativa de $\delta^{13}C_{org}$, y positiva $\delta^{15}N$ en el rango de la Transición Ordovícico-Silúrico (OTS).

5.2 Precordillera Central.

5.2.1 Antecedentes bioestratigráficos

Se destaca para el área de Talacasto el aporte de Ramos *et al.* (1978), quienes mencionan por primera vez la fauna de graptolitos del Ordovícico Superior, de la base de la Formación La Chilca (Fig. 21A). Posteriormente, Cuerda *et al.*, (1982) revisan la mencionada graptofauna refiriéndola al “Asghilliano”, actual Hirnantiano. Cuerda *et al.*, (1988), describen por primera vez el límite Ordovícico-Silúrico, en base al reconocimiento de biozonas de graptolitos en la sección de Los Baños (Fig. 21B). Trabajos similares fueron realizados por Lenz *et al.*, (2003) para la sección de Quebrada Ancha, y por López *et al.*, (2018, 2020) para la sección de Poblete Norte (Fig. 24). En la sección del Río Escondido, área del Cerro del Fuerte, Rickards *et al.* (1996) describen asociaciones de graptolitos del Hirnantiano, Zona de *M. persculptus*, asociadas a braquiópodos (Benedetto, 1987) y bivalvos (Sánchez, 1990). En esta misma sección graptolitos del Llandoveryano, zonas de *atavus*, *triangulatus* y *C. innotatus* var. *brasiliensis* se encuentran asociados a una fauna de braquiópodos silúrica descrita por Benedetto (1995) (Fig. 22).

Melendi y Volkheimer (1982), describen una asociación de palinomorfos del “Asghilliano”, actual Hirnantiano, para la sección de Los Baños. Estudios similares sobre asociaciones palinológicas del Llandoveryano, son realizados por Pöthe de Baldis (1997a) y Pöthe de Baldis y Peralta (1999), quienes dieron a conocer una microflora de acritarcos obtenida de sedimentos pertenecientes, probablemente al Miembro Salto Macho, en la sección de Baños de Talacasto. García-Muro y Rubinstein (2015) y García-Muro *et al.*, (2016), reconocen aproximadamente a 2 m de la base de la Formación La Chilca, una asociación palinológica compuesta principalmente de materia orgánica amorfa (AOM), representativa de ambiente de baja energía (Fig.23). Beresi (2013), en la sección de Cerro del Fuerte en el Miembro Cuarcitas Azules de la Formación La Chilca, describe espículas de esponjas silíceas del Silúrico.

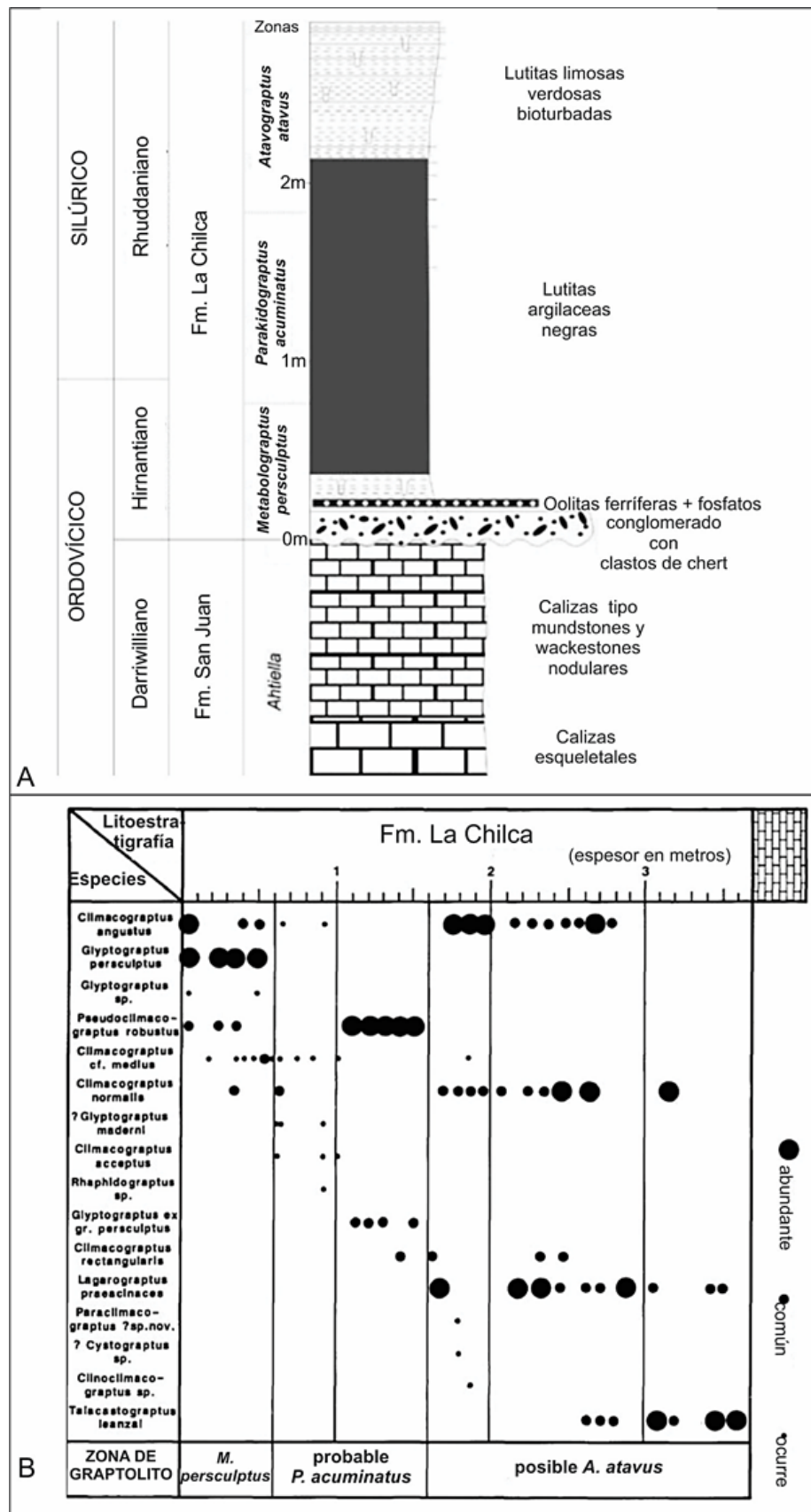


Figura 21. A- Sección tipo del límite Ordovícico-Silúrico en la localidad de Baños de Talacasto. B- El cuadro muestra las zonas de graptolitos identificadas en la transición Hirnantiano-Rhuddaniano en la misma localidad. Tomado de Cuerda *et al.*, (1988).

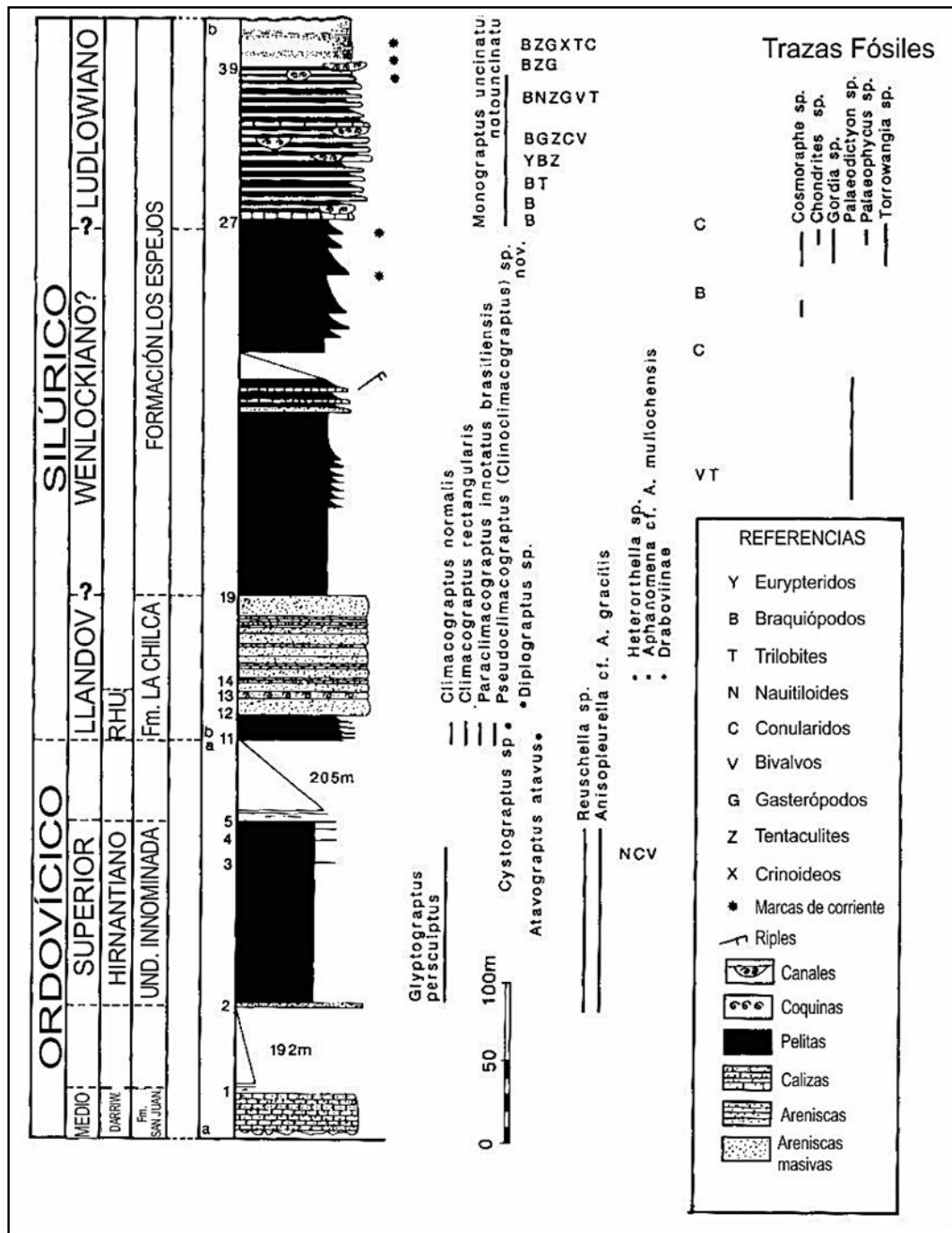


Figura 22. Perfil estratigráfico de las unidades del Ordovícico y Silúrico en la sección de Cerro del Fuerte, mostrando la distribución de las graptofaunas, faunas de braquiópodos, bivalvos y trazas fósiles. (Modificado de Rickards *et al.*, 1996).

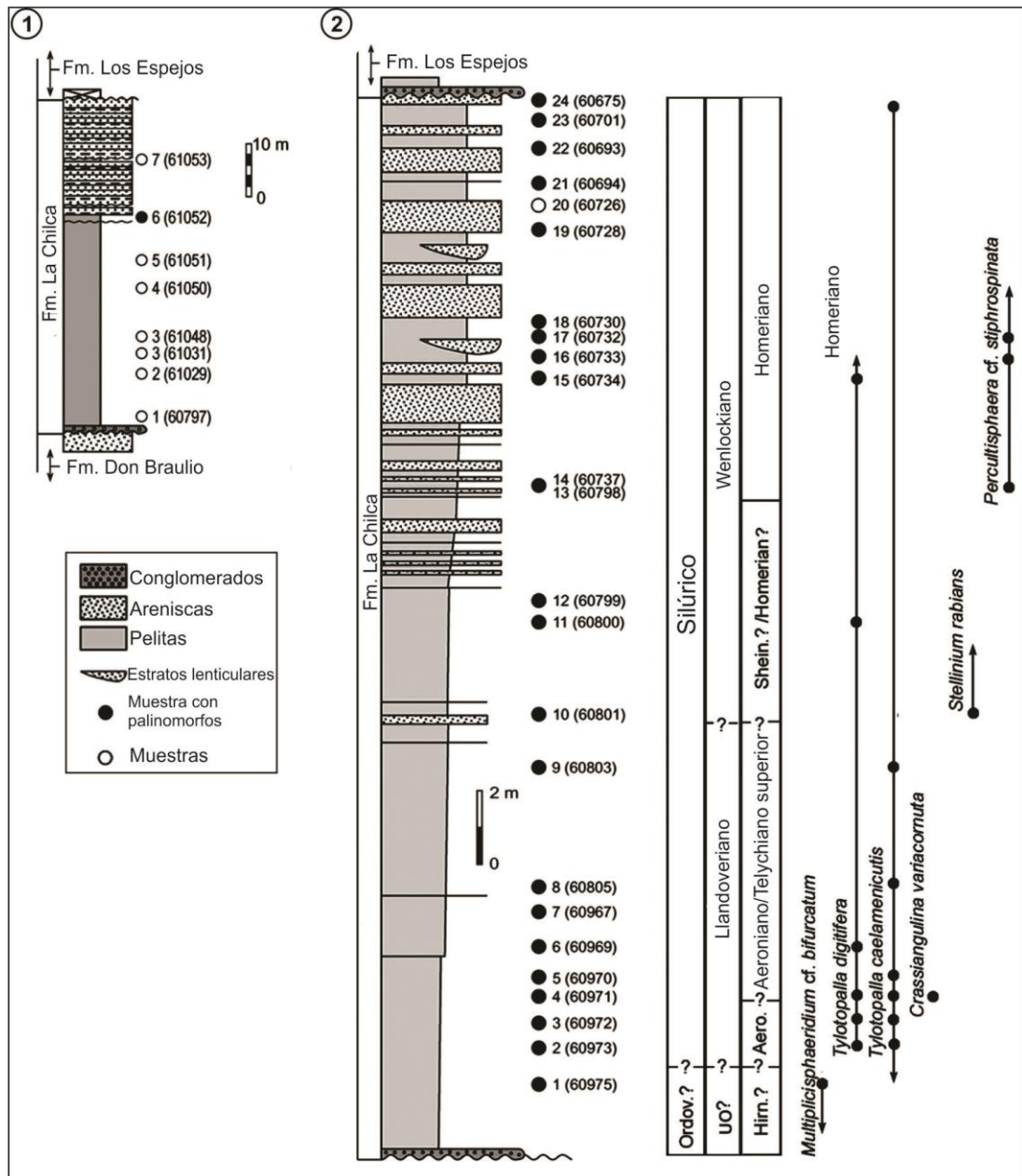


Figura 23. Distribución estratigráfica de las especies más relevantes de palinomorfos reconocidas en la Formación la Chilca, secciones de Cerro La Chilca (1) y Quebrada Ancha (2) (Tomado de García-Muro y Rubinstein, 2015).

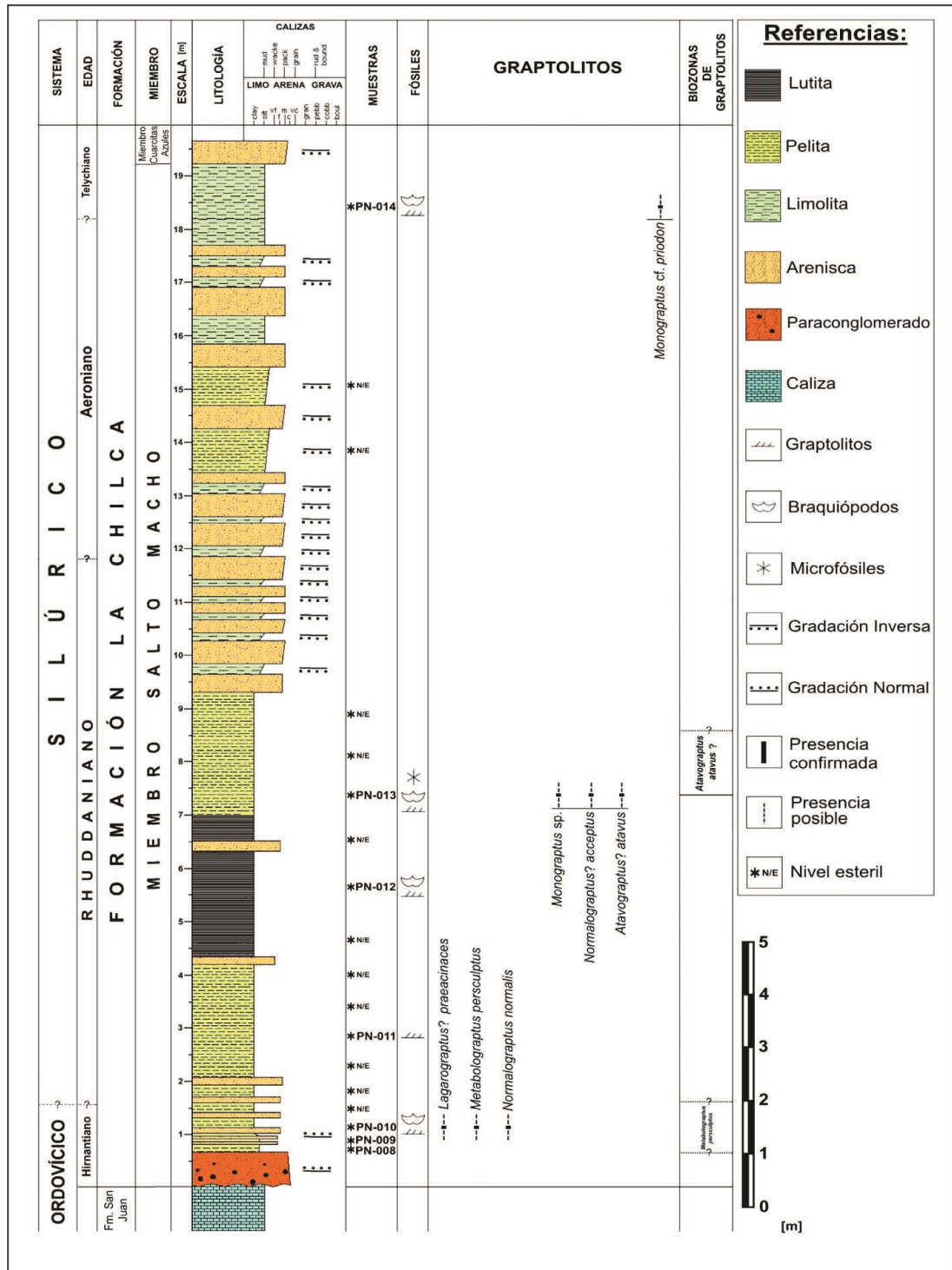


Figura 24. Perfil estratigráfico del Miembro Salto Macho (Formación La Chilca) en la localidad de Poblete Norte, mostrando las zonas de graptolitos del Hirnantiano y Rhuddaniano (Tomado de López *et al.*, 2020).

5.2.2 Antecedentes estratigráficos y sedimentológicos.

Rolleri (1947), describe por primera vez el conglomerado basal de la Formación de La Chilca como “*el conglomerado basal del Silúrico*”, y posteriormente como el conglomerado basal del Grupo Tucunuco por Cuerda (1969). Marchese (1972) realiza un estudio sedimentológico, paleoambiental y de procedencia sobre estos depósitos psefíticos. Un análisis de la sucesión Hirnantiano-Silúrico es realizado por Baldis *et al.*, (1984b) en el área de Talacasto.

En la sección La Chilca, Astini y Benedetto (1992) realizan consideraciones estratigráficas y sedimentológicas sobre los depósitos de la Formación Don Braulio y estratos basales de la Formación La Chilca; y estudios similares fueron realizados por Sánchez *et al.*, (1991) en la sección de Río Escondido, por Astini y Piovano (1992) en la localidad de Las Aguaditas (Fig. 13) y por Asurmendi *et al.*, (2017; 2018) en las secciones de Poblete Norte y Quebrada Ancha, en el área de Talacasto.

De igual forma, se destacan los trabajos de Beresi (1980, 1986), Peralta y Carter (1990b) y Peralta y León (1993) para la Formación Tambolar, en el área de Portezuelo del Tambolar y Cerro Blanco de Pachaco, respectivamente; y de Peralta (2013a) para la Formación Los Bretes en el área de Cerro Blanco de Pachaco.

Un análisis estratigráfico de la sucesión Hirnantiano-Silúrico de la Precordillera Central, fue realizado por Astini y Maretto (1996), Peralta *et al.* (1997). Peralta *et al.* (1998), consideran desde el punto de vista estratigráfico y paleoambiental el Silúrico en la sección del río San Juan. Peralta *et al.* (2003), correlacionen los cambios de facies del Silúrico de la Precordillera Central y Oriental.

5.2.3 Antecedentes Isotópicos

Desde el punto de vista quimiostratigráfico, se realizaron análisis isotópicos de las curvas de $\delta^{13}C_{org}$, $\delta^{15}N$ y Hg (Sial *et al.*, 2013; 2016; 2017a, b), en las secciones de Baños de Talacasto (Miembro Salto Macho, Formación La Chilca) (Fig. 25) y Cerro La Chilca (formaciones Don Braulio y La Chilca) (Fig. 26), con el objeto de determinar las anomalías isotópicas relacionadas a la OST en estas secciones de Precordillera.

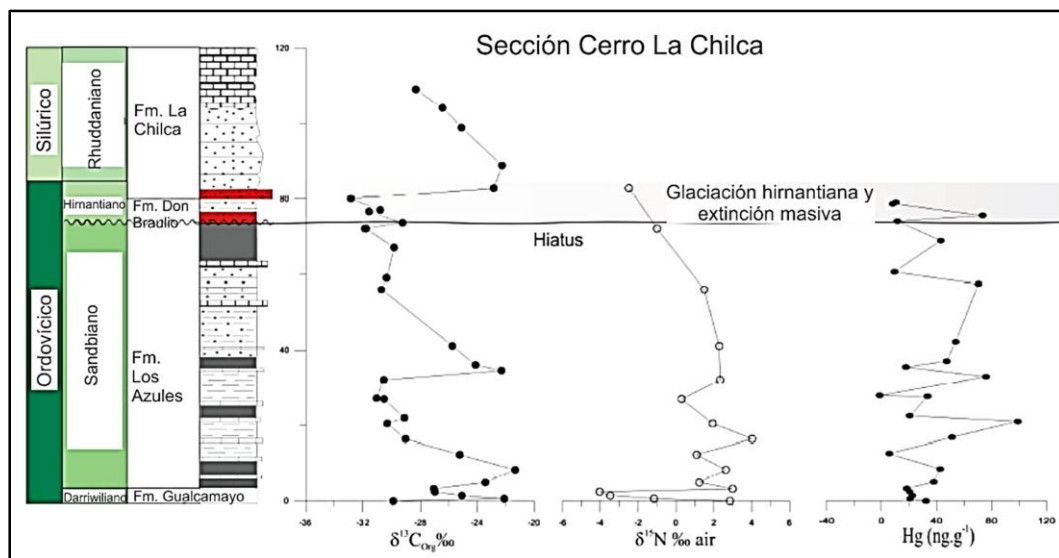


Figura 25. Excursiones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}$ y Hg en las formaciones Los Azules, Don Braulio y La Chilca, en la sección de Cerro La Chilca (Tomados de Sial *et al.*, 2017a).

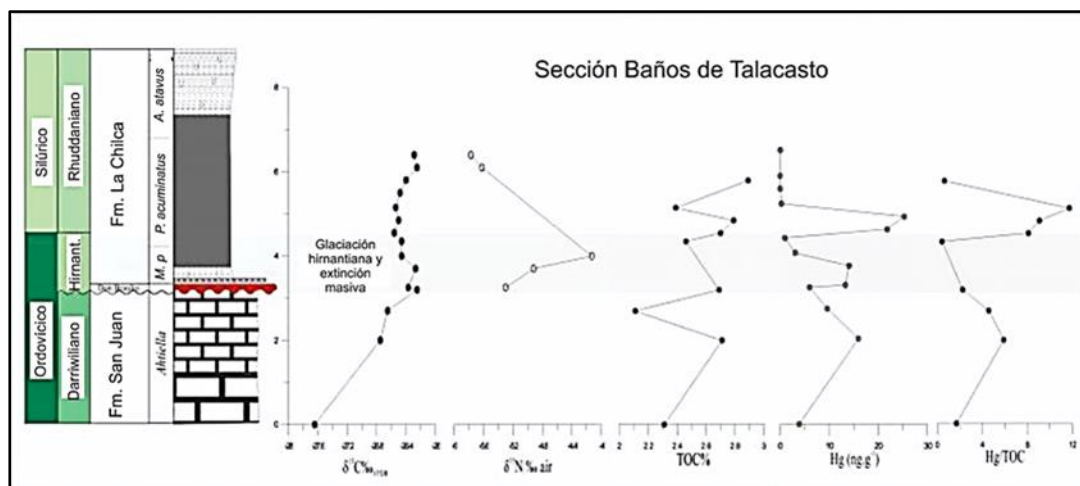


Figura 26. Excursiones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}$, TOC%, Hg (mg.g) y HgTOC de la Formación La Chilca, sección de Baños de Talacasto (Tomados de Sial *et al.*, 2017a).

5.3 Precordillera Occidental

En el área de Calingasta, en las pelitas negras de la Formación Alcaparrosa, se registra una fauna de graptolitos referida por Brussa *et al.*, (1999) a la Zona de *Metabolograptus* (ex *Normalograptus*) *extraordinarius*, Hirnantiano inferior, que permite en sentido amplio, su correlación con la parte inferior de la Formación Trapiche (Brussa *et al.*, 1999) con niveles de *A. superbis* (Albanesi *et al.*, 1995b).

5.4 Precordillera de Mendoza

Se destaca el trabajo de Heredia *et al.* (1990), quienes registran una asociación de conodontes del Sandbiano-Katiano, en una sucesión de calizas redepositadas de la Formación Empozada, de posible edad hirnantiana. Una correlación estratigráfica del Miembro Superior de la Formación Empozada con los depósitos glacimarininos hirnantianos de la Formación Don Braulio, en la Sierra de Villicum, es realizada por Heredia y Beresi (2004).

5.5 Antecedentes Regionales y Continentales

Los principales elementos diagnósticos en la OST en Sudamérica se encuentran relacionados con la caracterización de la superficie erosiva de origen glacial y glacimarinino; con la denominada Fauna de *Hirnantia*, fauna de trilobites, asociaciones de graptolitos y otras asociaciones fósiles. Algunas formaciones también contienen depósitos ferríferos, ferruginosos y/o oolíticos de interés geológico y económico, como parte de las sucesiones Hirnantiano-Rhuddaniano (Ej: Formación Lipeón, NO de Argentina). Estos estudios tienen por finalidad establecer una correlación a escala sudamericana de la OST, utilizando los datos estratigráficos, sedimentológicos y bioestratigráficos que se aportan en este trabajo.

5.5.1 Sierras Subandinas del NO de Argentina.

En las Sierras Subandina del NO de Argentina, la Formación Zapla registra en su parte basal, niveles diamictíticos descritos inicialmente por Schlagintweit (1943), quien los identificó como 'Horizonte Glacial de Zapla'. La **Formación Zapla** se compone de facies de diamictitas macizas y diamictitas finamente estratificadas, matriz soportadas; abundante cuarzo redondeado y areniscas cuarzosas, en ocasiones conglomerádicas, con frecuentes motas ferruginosas (Fig. 27). Las interpretaciones sugieren una asociación de facies de plataforma con dominio de procesos glacimarininos, relacionados con un cortejo de nivel de mar bajo (Astini y Marengo, 2006). Estos autores proponen que las evidencias bioestratigráficas disponibles, indican la relación con el episodio glacial fini-ordovícico (Hirnantiano) que tuvo influencia directa en gran parte de Gondwana. De acuerdo con Benedetto *et al.*, (2015),

los depósitos glaciogénicos hirnantianos, habrían sido reelaborados y redistribuidos por procesos marinos de alta energía durante la transgresión postglacial.

		PRECORDILLERA		NOA Argentina	Bolivia (E y S Cuenca Subandina)	Perú	Paraguay	Brasil	Venezuela
		Central	Oriental						
SILÚRICO	Wenlockiano	Fm. Los Espejos		⊕ ⊕					⊕ ⊕
	Llandoveryano	Fm. La Chilca	Fe ⊕	Fm. Lipeón	Fm. Kirusillas	Fm. Ananea	Fm. Cariy		Fm. El Horno
				⊕ ⊕ Fe	⊕ ⊕ Fe	⊕	Fm. Vargas Peña	Fm. Vila María	⊕ ⊕
	Hirnantiano	Fm. Don Braulio	⊕ ⊕ Fe	Fm. Zapla	Fm. Cancañiri	Fm. San Gabán	Fm. Eusebio Ayala	Fm. Iapó	Fm. El Cambur
			⊕ ⊕	▲	▲	▲ ⊕	▲	Fm. Alto Garças	▲
Sandbiano	Katiano		Fm. La Pola	Fm. Centinela	Fm. San Benito	Fm. Sandía	Grupo Caacupé		Fm. Caparo
		Fm. Los Azules	Fm. La Cantera						

▲	Diamictitas	⊕	Zona <i>M. persculptus</i>	⊕	Trilobites
Fe	Depósitos de Ironstone	⊕	Zona <i>P. acuminatus</i>	⊕	Braquiópodos
⊕	Depósitos de upwelling	⊕	Zona <i>A. atavus</i>	⊕	Palinomorfos

Figura 27. Cuadro de correlación estratigráfica para la OST de Sudamérica, considerando faunas de braquiópodos, graptolitos, trilobites, palinomorfos, depósitos de diamictitas, *Ironstone* y *upwelling*. Ello en las secciones de la Precordillera Central y Oriental del oeste argentino, cuenca del NO de Argentina, Bolivia, Perú, Paraguay Oriental, Cuenca de Paraná, y Cuenca de Barinas-Apure Venezuela (Tomado de Branisa *et al.* 1972; Boucot *et al.* 1972; Baldis y Blasco, 1975; Volkheimer *et al.* 1980; Laubacher *et al.* 1982; Peralta *et al.* 1985; Peralta, 1986; Benedetto, 1986, 1987, 1990, 1991, 1995; Monaldi y Boso, 1987; Caputo, 1998; Cuerda *et al.* 1988; Sánchez, 1989, 1991; Boso y Monaldi, 1990; Peralta y Baldis, 1990; Peralta y Carter, 1990; Astini, 1992b; Astini y Benedetto, 1992; Benedetto *et al.*, 1992a, 2013, 2015; Gutiérrez-Marco *et al.* 1992, 2011; Grahn y Caputo, 1992; Suarez-Souco, 1992; Astini y Buggish, 1993; Waisfeld y Sánchez, 1993; Assine *et al.*, 1994; Rickards *et al.*, 1996; Díaz-Martínez, 1997, 2005; Díaz-Martínez *et al.*, 1999, 2011; Pöthe de Baldis y Peralta, 1999; Rickards *et al.*, 2002; Díaz-Martínez y Grahn, 2007; Tortello *et al.* 2008, 2012; Alfaro *et al.* 2010, 2012; Vavrdová *et al.*, 2011; De la Puente, *et al.* 2012; Gómez, 2014; García-Muro y Rubinstein, 2015; Leone y Benedetto, 2019; Gómez y Reyes-Abril, 2020; Gómez *et al.*, 2021a, b, c; Gómez *et al.*, 2022).

Los autores sugieren que el clima postglacial, el aumento de CO₂ atmosférico y la presencia de áreas con vegetación incipiente, condujeron a una extensa erosión de los sedimentos glaciogénicos que suministraron hierro al sistema marino para formar depósitos tipo diagnósticos tipo “*Ironstone*” (ferruginosos). En la parte superior de la Formación Zapla se ha registrado *in situ* una valvifauna marina integrada por *D. subandina* (Monaldi y Boso, 1987), y una asociación de braquiópodos comparable con la Fauna *Dalmanitina-Hirnantia* del Ordovícico Tardío (Benedetto *et al.*, 2015) (Fig. 27).

La **Formación Lipeón** consiste principalmente de lutitas intercaladas con areniscas micáceas finas, en donde capas hematíticas de color rojo a gris, caracterizan la parte basal de la unidad. Cecioni (1949) y Baldis *et al.*, (1976) reconocen en la Formación Lipeón tres miembros: El Miembro Inferior (“areniscas amarillentas”, 220 m de espesor), consiste de una sucesión de vaques micáceos finos a medianos, en donde se encuentran las dos primeras capas ferríferas de la unidad. El Miembro Intermedio (“areniscas y arcillas claras”, 300 m de espesor), se caracteriza por limolitas y lutitas de color marrón a gris, con niveles arenosos hacia el tope, que indican el inicio de un ciclo regresivo. Los niveles de transición constituyen el Miembro Superior (ca. 100 m). Los mantos ferríferos están compuestos de peloides, ooides y extraclastos hematíticos y chamosíticos (Boso y Monaldi, 2008), con mineralización de Fe sedimentario tipo Minnette (López de Azarevich *et al.*, 2015) (Fig. 27).

Los estudios paleoambientales de la Formación Lipeón sugieren un ambiente marino de plataforma somera (Boso, 1995; Bossi y Viramonte, 1975; Boso y Monaldi, 1999; 2008; López de Azarevich *et al.*, 2015; Boso *et al.*, 2016). En el flanco occidental de la Sierra de Zapla, el reconocimiento de mantos ferríferos se encuentra asociado a una fauna de graptolitos del Rhuddaniano (Monteros *et al.*, 1993; Moya y Monteros, 1999; Rickards *et al.*, 2002). Estos últimos autores sugieren para la Formación Lipeón la zonas *P. acuminatus* y *A. atavus* en la parte basal de la unidad (Fig. 27).

El sector basal también contiene quitinozoos de la especie de *Spinachitina* que probablemente corresponde a *Spinachitina fragilis* (De la Puente *et al.*, 2012), forma diagnóstica para el Rhuddaniano temprano en la mayoría de las regiones del norte de Gondwana, conocido por pertenecer a las zonas *A. ascensus* y *P. acuminatus* (Paris *et al.*, 2015, y referencias). Las partes media y alta de la Formación Lipeón registran

diversas faunas de braquiópodos, trilobites y bivalvos que varían en edad, desde finales del Llandoveryano hasta el Pridoliano (Sánchez, 1989, Sánchez *et al.*, 1991; Benedetto, 1991; Waisfeld y Sánchez, 1993).

5.5.2 Macizo Nordpatagónico de Argentina

La **Formación Sierra Grande**, dividida en tres miembros denominados Polke (inferior, Ordovícico superior?), San Carlos (medio, Silúrico), y Herrada (superior, Devónico inferior) (Zanettini 1981, 1999; Naipauer *et al.*, 2011; Rustan *et al.*, 2013; Siccardi *et al.*, 2014), comprende una sucesión siliciclásticas donde se reconocen areniscas y cuarcitas, bancos conglomerádicos, areniscas conglomerádicas y niveles u horizontes ferríferos (Uriz, 2014). El primer horizonte ferrífero, Horizonte Rosales, se encuentra a la base del Miembro San Carlos y se caracteriza por capas ferríferas asociadas con intercalaciones de areniscas, pelitas ferruginosas y en menor proporción cuarcitas (areniscas ricas en cuarzo) (Zanettini *et al.*, 2008).

Infrayacente al nivel ferrífero se encuentra un nivel fosilífero donde se han registrado formas de trilobites *Eoleonaspis* sp del Llandoveryano Temprano (Rustan *et al.*, 2013) y faunas de braquiópodos de *Eostropheodonta* aff. *chilcaensis parvula*, *Heterorthella* sp., *Dedzetina*?, *Resserella* sp. cercanos a la asociación *Heterorthella* precordillerana del Rhuddaniano medio-Aeroniano temprano (Siccardi *et al.*, 2014). De acuerdo con Siccardi *et al.* (2014), la asociación de braquiópodos en el Miembro San Carlos se correlaciona con los niveles basales silúricos de la Formación La Chilca en la sección de Mogotes Azules, que registra una asociación de braquiópodos similar (Benedetto, 1995; Benedetto y Cocks, 2009).

5.5.3 Perú.

En los Andes Centrales de Perú, se encuentra la **Formación San Gabán**, considerada equivalente estratigráfico de la Formación Cancañiri en Bolivia, y de la Formación Zapla en el NO de Argentina (Díaz-Martínez *et al.*, 1999) (Fig. 27). Esta unidad contiene niveles de diamictitas intercaladas con areniscas y lutitas, que frecuentemente muestran deslizamientos sinsedimentarios.

El carácter glaciogénico de estos depósitos con evidencia de re sedimentación de facies someras, incluyen depósitos glaciogénicos procedentes de áreas locales, incorporados en la reconstrucción paleogeográfica del Ordovícico y Silúrico (Díaz-Martínez *et al.*, 1999). Estos autores sugieren que los glaciares aportaron el material a la zona de costa; la presencia de clastos estriados y facetados por acción glaciaria, serían evidencia de su relación con la glaciación de finales del Ordovícico.

Díaz-Martínez y Granh (2007), registran quitinozoos del Llandoveryano, sugiriendo una edad silúrica inferior para las diamictitas en Perú; por lo tanto un carácter diacrónico para el registro glaciario en las cuencas intracratónicas adyacentes. Vavrdová *et al.* (2011) describen una colección de acritarcos y prasinofitas, recuperadas de las formaciones Ananea y San Gabán. Las evidencias palinológicas permiten asignar una edad silúrica (Llandoveryano tardío a Wenlockiano temprano) para la Formación San Gabán, y Silúrico tardío a Devónico temprano (Ludloviano tardío a Lochkoviano temprano) para la Formación Ananea (Fig. 27).

5.5.4 Bolivia.

La **Formación Cancañiri** se encuentra ampliamente distribuida en los Andes Centrales, desde el Altiplano peruano hasta el noroeste de Argentina, localidades de Yapacaní/Samaipata (de Oeste a Este) (Suárez-Soruco, 1977; Rodrigo *et al.*, 1977; Crowell *et al.*, 1981). Las interpretaciones de las diamictitas de esta unidad han sido variadas desde: a) depósitos glaciales (Schlagintweit, 1943; Branisa 1969; Martínez, 1998); b) sedimentos glaciarios, re-depositados (Turner, 1960; Crowell *et al.*, 1981; Díaz-Martínez, 1997); c) sedimentos producto de la re-sedimentación sintectónica (Suárez-Soruco, 1995; Díaz-Martínez *et al.*, 1996); d) desarrolladas en un ambiente de re-sedimentación durante un clima tropical (Anaya *et al.*, 1987; Boso, 1996); e) originadas por el impacto de un meteorito (Díaz-Martínez, 2000; c.f. Rampino, 1994); f) depositadas en un ambiente glaciario, dividida en tres unidades que representan los avances del escudo glacial (Schönian, 2003) (Fig. 27)

De acuerdo con Díaz-Martínez y Granh (2007), la Formación Cancañiri sobreyace a la Formación Tarene en el norte de la cuenca Subandina, a las formaciones Tokochi, San Benito y Amutara en el Antiplano y en la Cordillera Oriental, y a la Formación San Benito al este y sur de la cuenca Subandina. La Formación Cancañiri está cubierta,

al este y sur de la cuenca Subandina por la Formación Kirusillas (Fig. 41), en el Antiplano de Perú por las formaciones Llallagua y Uncia; y al norte de la cuenca Subandina por la Formación Río Carrasco.

La **Formación Kirusilla**, en base a su contenido paleontológico es considerada un equivalente lateral de la Formación Lipeón (Branisa *et al.*, 1972; Laubacher *et al.*, 1982; Suárez-Soruco, 1992). Los niveles ferríferos de la base de la Formación Kirusilla, se correlacionan con los mantos ferríferos de la Formación Lipeón en el NO de Argentina (Boso y Monaldi, 1990; Benedetto *et al.*, 1992; 2015) (Fig. 27). De acuerdo con Schönian (2003) y Schönian y Egenhoff (2007), los horizontes ferruginosos se generaron en un ambiente marino poco profundo y salobre, durante una transgresión que tuvo lugar tras una exposición subaérea. Modelos de correlación de esta unidad con depósitos homólogos de Sudamérica (Fig. 40B; 44), han sido realizados por Díaz-Martínez (2005), Díaz-Martínez y Grahn (2007), Díaz-Martínez *et al.*, (2011) y Benedetto *et al.*, (2015).

5.5.5 Paraguay.

En la Cuenca de Paraná, Paraguay, la OST está representada por la **Formación Eusebio Ayala**, la cual hasta el presente no registra depósitos relacionados con la glaciación de finales del Ordovícico. La aludida formación posee un espesor aproximado de 200 m, y está compuesta de areniscas micáceas amarillentas, parduscas, rojizas a púrpuras con intercalaciones de limolitas y niveles ferruginosos (Alfaro *et al.*, 2012; Benedetto *et al.*, 2013) (Fig. 27).

Entre su contenido fósil se destaca una fauna de graptolitos de la Zona *M. persculptus*, que indica el Hirnantiano (Alfaro *et al.*, 2010) y una graptofauna del Rhuddaniano compuesta por *Metaclimacograptus* sp., *Normalograptus* cf. *ajjeri* (Legrand), y *Normalograptus* cf. *medius* (Törnquist), y *Mucronaspis* (Alfaro *et al.*, 2012). Benedetto *et al.*, (2013), describen una asociación de braquiópodos asignada a la atípica Fauna de *Hirnantia*. Estos elementos permiten la correlación de la Formación Eusebio Ayala con otras unidades coetáneas post-glaciales de América del Sur y África, en el suroeste de Gondwana (Alfaro *et al.*, 2010).

5.5.6 Brasil.

En la cuenca de Paraná se han caracterizado cuatro glaciaciones entre el Ordovícico Superior y el Silúrico Temprano. La más antigua corresponde al “Ashgilliano tardío” (actual Hirnantiano) y / o Llandoveryano temprano, dependiendo del autor, seguida de 3 episodios cortos: Aeroniano temprano, Aeroniano tardío – Telychiano temprano, y Telychiano tardío – Wenlockiano temprano (Caputo, 1998). El límite Ordovícico-Silúrico de la Cuenca del Paraná corresponde al **Grupo Río Ivaí**, formaciones Alto Garças, Iapó y Vila Maria (Assine *et al.*, 1994) (Fig. 27). Los depósitos asociados al primero de los cuatro eventos glaciales, están representados por las tillitas de la parte superior de las Formación Alto Garças y en la parte inferior de la Formación Vila Maria, incluyendo a la Formación Iapó. Estas tillitas son contemporáneas con depósitos glaciales registrados en la Cuenca del Cabo, Sudáfrica (Grahn y Caputo, 1992).

La **Formación Alto Garças** está compuesta en su base por estratos de conglomerados, de hasta 30 m de espesor, y arenisca conglomerádicas con guijarros que disminuyen hacia el tope. La parte superior de la sucesión, se caracteriza por capas de areniscas tabulares de grano fino a grueso, color rosado. La formación contiene restos de fósiles no diagnósticos, que indican un ambiente marino poco profundo para la parte superior. La Formación Alto Garças es cubierta en disconformidad por la Formación Iapó, de probable edad hirnantiense media (Caputo, 1998).

La **Formación Iapó**, de 15-20 m espesor en superficie, y más de 150 m en subsuelo, está constituida por tillitas gris verdosas, con clastos polimícticos. La fábrica de la roca y la presencia de guijarros estriados y facetados, sugieren una tillita depositada directamente de las capas de hielo (Caputo, 1998). La naturaleza glacial de las diamictitas, en el cinturón norte de la Cuenca del Paraná, fue reconocida por Caputo y Lima (1984). La unidad no presenta fósiles hasta el momento, y su edad se infiere de las lutitas fosilíferas llandoveryanas de la Formación Vila María. La interpretación de una edad hirnantiense media para estas tillitas, se ve reforzada por su posición estratigráfica y carácter glacial que se asemeja mucho a los depósitos glaciales de Sudáfrica en *Cape Ranges* y en Argentina (Caputo, 1998).

La **Formación Vila María** consiste en su base de lutitas fosilíferas y limolitas intercaladas ferruginosas, con restos de bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y braquiópodos inarticulados (Faria, 1982). La parte superior se caracteriza por capas de areniscas de grano fino, de colores amarillo, blanco y rosado intercaladas con limolitas con moldes de bivalvos y braquiopodos. Burjack y Popp (1981) describieron *Arthropycus harlani* (traza fósil), que indica el Silúrico Temprano. Gray *et al.*, (1985) observaron microfósiles como tétradas tetraédricas (polen), acritarcos y prasinofitos, indicadores del Llandoveryano temprano. Zabini *et al.*, (2019), registran la aparición de una nueva especie de braquiópodos provenientes de las formaciones Iapó y Vila María. Los estratos fosilíferos se superponen a depósitos glaciales y postglaciales, de edad hirnantiana. La descripción de dos especies de ostrácodos (Adorno *et al.*, 2016), indica que la parte basal de la Formación Vila María se depositó en aguas frías y alta latitud, en el margen proto-Pacífico de Gondwana, en condiciones ambientales similares a la cuenca del norte de África. De acuerdo con Misuzaki *et al.*, (2002), el intervalo arcilloso ('secuencia media' de la formación), documenta la máxima transgresión marina del Silúrico Temprano en el sector brasileño de la Cuenca del Paraná, relacionada con un episodio glacial cerca del límite Ordovícico-Silúrico.

5.5.7 Venezuela.

Depósitos del Ordovícico y Silúrico de Venezuela se encuentran en tres regiones: 1) Región de El Baúl; 2) Flanco Surandino; y 3) Sierra de Perijá; sin embargo se destacan los afloramientos del Flanco Surandino donde se reconocen diamictitas entre depósitos del Ordovícico Medio-Superior y Silúrico.

Los depósitos del Ordovícico Medio-Superior está representado por la Formación Caparo (Darriwilliano-Katiano, Guitierrez Marcos *et al.*, 2011) y los del Silúrico por la Formación EL Horno (Llandoveryano-Ludloviano, Gómez, 2014), entre ambas intercalan en relación erosiva depósitos de diamictitas (fangolitas guijarrosas) para los cuales Gómez (2011) y Gómez *et al.*, (2021b) proponen el nombre de Formación El Cambur. De acuerdo con su posición estratigráfica, estos depósitos podrían correlacionarse con depósitos homólogos de la glaciación del Hirnantiano del resto de Sudamérica y Gondwana Occidental (Fig. 27).

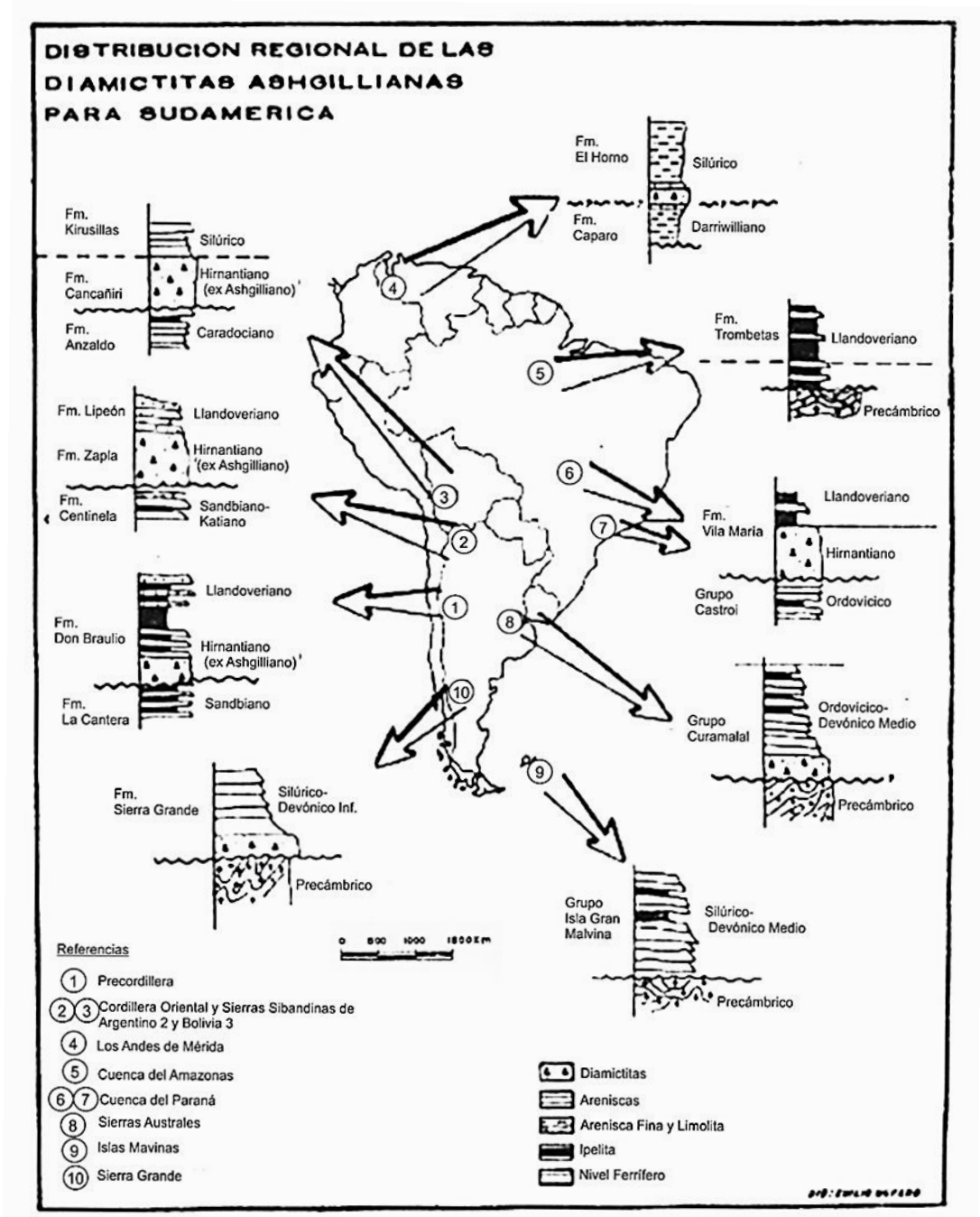


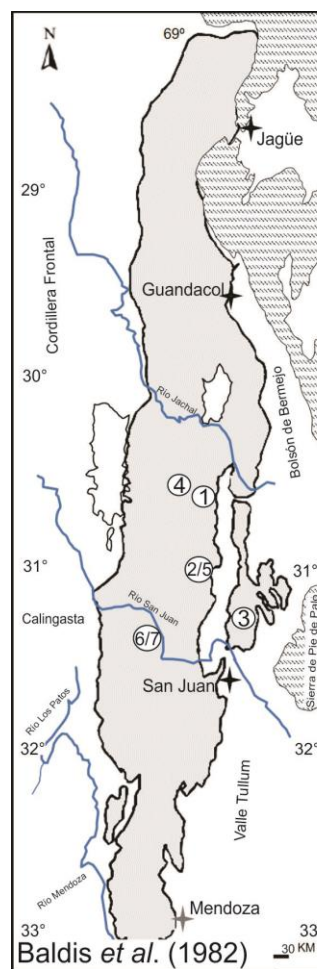
Figura 28. Distribución de los depósitos diamictíticos del Hirnantiano en Sudamérica (Tomado de Peralta y Baldis, 1992).

Un primer intento de correlación regional de los depósitos diamictíticos, y su relación con el evento glacial fini-ordovícico, fue realizado por Peralta y Baldis (1992) Estos autores discuten la edad de estos depósitos en base a los registros paleontológicos de Precordillera, Noroeste Argentino, Bolivia, Perú, y la cuenca de Paraná, sugiriendo también una edad similar para los depósitos homólogos de la cuenca de Barinas

(Venezuela), Paraná (Paraguay Oriental y Brasil), y Sierra Grande (Patagonia argentina). Los mencionados autores proponen reinterpretar el carácter tectónico de la discordancia a la base de estos depósitos, al considerarla como el resultado del evento glacial del Ordovícico Tardío, cuyo epicentro se encontraba en África Noroccidental (Fig. 28).

Díaz-Martínez y Granh (2007) realizan una revisión sedimentológica y bioestratigráfica de la OST al Sur de Perú. Proponen que la diamictitas de las formaciones San Gabán, Cancañiri y Zapla, serían equivalentes estratigráficos y formarían parte de un mismo evento depositacional en una cuenca de antepaís a lo largo del Proto-Margen andino de Gondwana.

GEOLOGÍA DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO



Precordillera Central
Precordillera Oriental

6-GEOLOGÍA DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO

A los fines de este trabajo de Tesis, las características estratigráficas, sedimentológicas, petrográficas, biofaciales y paleoambientales de los estratos asociados a la OST de la Precordillera de San Juan, fueron estudiadas en 3 localidades principales (Fig. 1A, B); dos en la Precordillera Central, secciones de Cerro La Chilca (LCh) y Quebrada Ancha (Localidad de Talacasto), y una en Precordillera Oriental, sección Quebrada de Don Braulio (Sierra de Villicum). A su vez se realizaron estudios complementarios en las secciones de Baños de Talacasto (BT), Poblete Sur (PS) y Poblete Norte (PN) en la Sierra de Talacasto, Portezuelo del Tambolar (T) y Cerro Blanco de Pachaco (P), en el área del Río San Juan, y cordón del Cerro Blanco, al norte de Gualilán (G) (Fig. 1A).

En las localidades donde se encuentran reconocidas las zonas de graptolitos de la OST, por ejemplo Los Baños de Talacasto (Cuerda *et al.*, 1988), Quebrada Ancha (Lenz *et al.*, 2003) y Poblete Norte (López *et al.* 2020), los perfiles fueron realizados hasta incluir la zona de *A. atavus*. En las secciones sin registro fósil diagnóstico hasta el momento para la mencionada transición, los perfiles estratigráficos se correlacionaron con el Miembro Salto Macho (Inferior) de la Formación La Chilca. Sobre esta base de datos, se construyeron modelos de litofacies, biofacies y paleoambientes, que posteriormente se utilizaron para sustentar, eventos y correlaciones estratigráficas propuestas en este trabajo. El marco estratigráfico de la sucesión Hirnantiano-Rhuddaniano, se analizó considerando la influencia tectónica del arco del Tambolar (Astini y Maretto, 1996; Peralta y Gómez, 2022).

6.1 Precordillera Central

6.1.1 Cerro Blanco, norte de Gualilán.

El acceso a esta sección se realiza a través de la ruta nacional N° 40 hasta la intersección con la ruta provincial N° 436, en dirección al Departamento de Iglesias. El resto del recorrido se realiza por huella hasta llegar al Cordón del Peñón, y posteriormente hasta la desembocadura de la Quebrada de Las Ciénagas (30° 32' 4.04" S; 68° 58' 23.90" O) (Fig. 29).

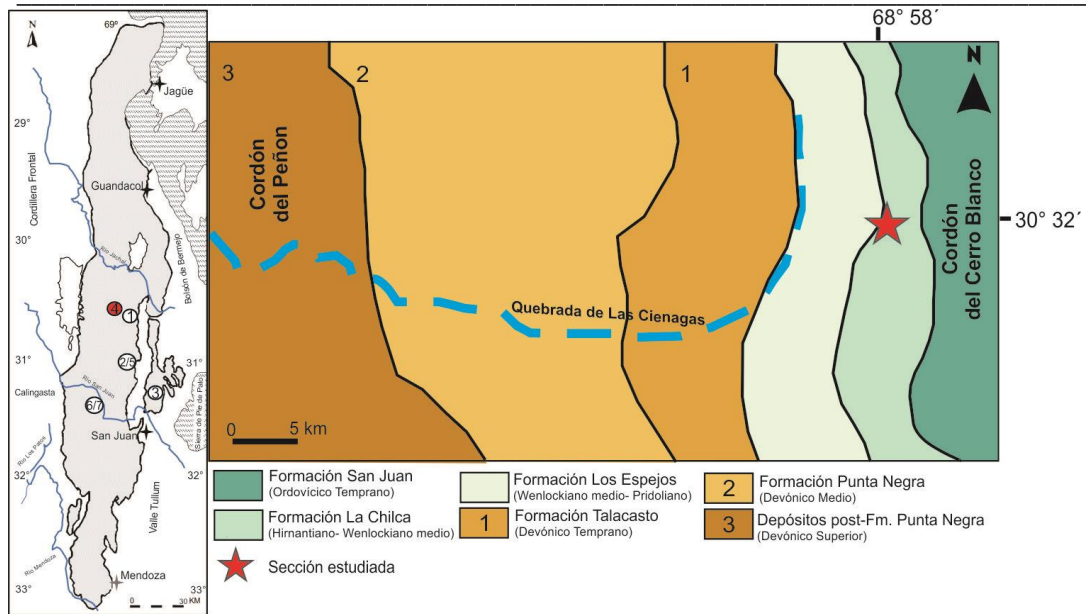


Figura 29. Mapa geológico del área norte de Gualilán, mostrando la ubicación de la sección de estudio en la quebrada de Las Ciénagas.

En la sección de Quebrada de Las Ciénagas, los afloramientos de la Formación La Chilca presentan buen grado de exposición y preservación. Esta unidad se inicia con un conglomerado de 30 cm de espesor, dominado por clastos de chert, y subordinadamente de caliza; y la matriz es sublítica con cemento calcáreo (Fig. 30A) (Martínez, 2007). El conglomerado presenta internamente capas amalgamadas, de hasta 5 cm de espesor, y yace en contacto erosivo sobre calizas de la Formación San Juan (Fig. 31).

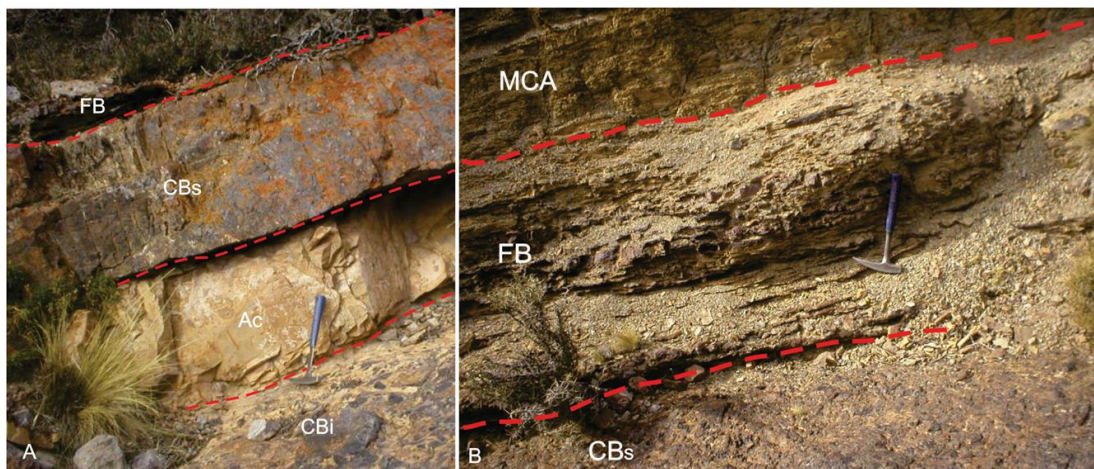


Figura 30. A- Afloramiento de la sección de la quebrada de Las Ciénagas, al norte de Gualilán. Se muestra la relación estratigráfica entre los niveles conglomerádicos (CBI, CBs), las areniscas con cemento calcáreo (Ac) y las fangolitas bioturbadas (FB), al tope del Miembro Salto Macho. B- Tope del Miembro Salto Macho, se muestra el contacto entre las Fangolitas Bioturbadas (FB) y el Miembro Cuarcitas Azules (MCA) sobreyacente. (Modificado de Martínez, 2007).

La sucesión continua con un banco de areniscas calcáreas, muy finas a finas, de 1 m de espesor, compuesto por al menos doce capas amalgamadas de entre 3 y 20 cm, de coloración pardo claro a amarillenta (Fig. 30A). Hacia la base el contacto es de tipo erosivo, y hacia el tope es cubierto, en igual relación, por un estrato psefítico reconocido como el “*clásico conglomerado silúrico*” (*sensu* Rolleri, 1947), de 60 cm de espesor aproximadamente.

Qda. de Las Ciénagas, norte de Gualilán

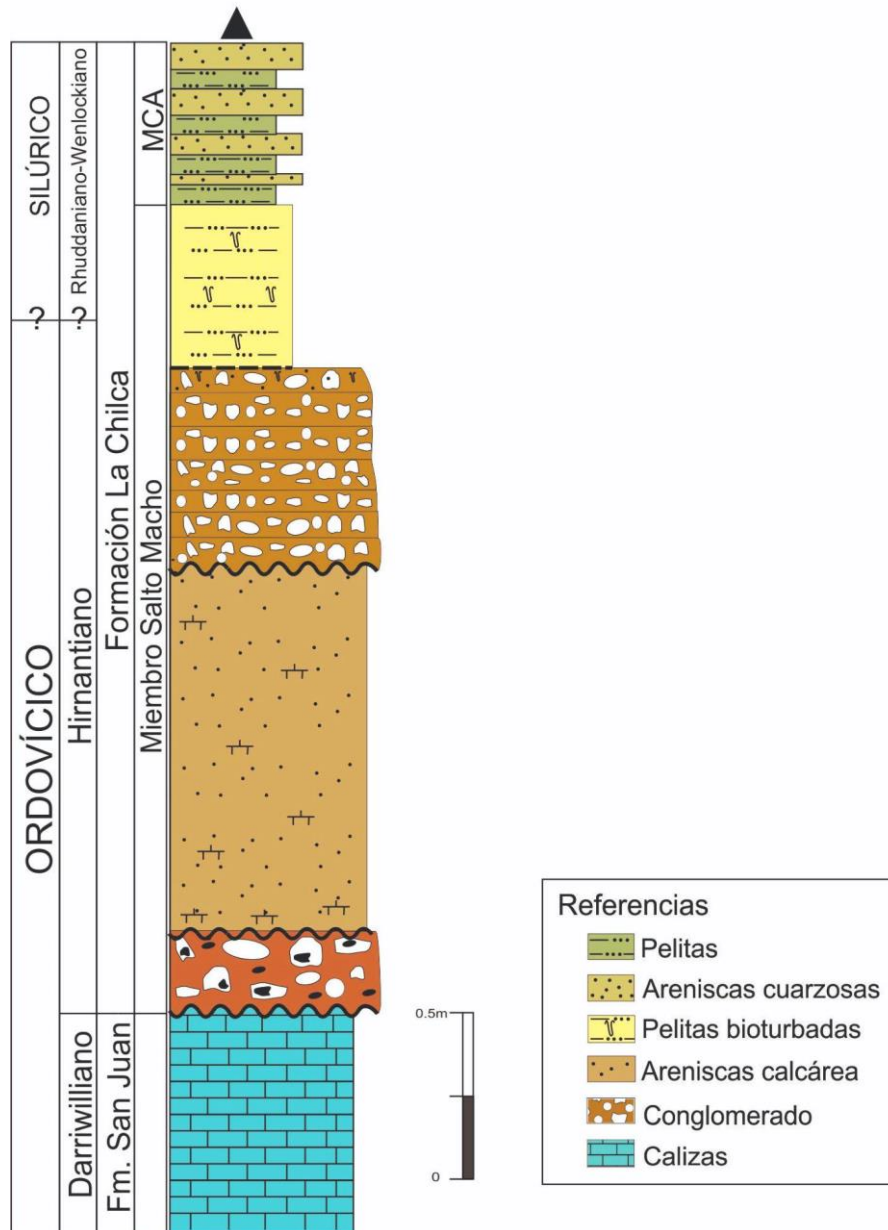


Figura 31. Perfil estratigráfico de la Formación La Chilca en la sección de Quebrada de Las Ciénagas, al norte de Gualilán. (Modificado de Martínez, 2007). La ubicación del límite Ordovícico-Silúrico es inferido en el tramo basal de la Formación La Chilca debido a la falta de registro bioestratigráfico, pero considerando la correlación de los niveles de pelitas bioturbadas (*upwelling*) con su equivalente homotáxico de la Formación Don Braulio en la sierra de Villicum, y posición estratigráfica.

Este nivel pefítico incluye al menos siete capas amalgamadas de 3 a 16 cm, presenta coloración parda oscura y está constituido por clasto de chert, como elemento mayoritario, y en menor proporción clastos de caliza y nódulos fosfáticos, de tamaño variable (0.5 a 20 cm) (Fig. 30A, B). Hacia el tope se encuentra fuertemente bioturbado y contienen concreciones Fe-fosfáticas. La matriz es escasa, de tamaño arena media a fina y subordinadamente fangolita (Martínez, 2007).

El segundo nivel pefítico, es seguido por una sucesión de lutitas y fangolitas de 45 cm de espesor, con laminación fina e intercaladas con capas de fangolitas bioturbadas con textura moteada, de 1 cm de espesor (Fig. 30B). En el tope, las fangolitas se encuentran en contacto neto, con bancos de areniscas cuarzosas característicos del Miembro Cuarcitas Azules (Fig. 31) (Martínez, 2007).

6.1.2 Cerro La Chilca

La localidad de Cerro La Chilca se encuentra a 130 Km al NO de la ciudad de San Juan ($30^{\circ} 36' 0,90''$ S; $68^{\circ} 47' 34,20''$ O) y aproximadamente a 15 km al Oeste de Tucunuco (Fig. 32). El acceso se realiza por Ruta Nacional N° 40 hasta el kilómetro 110, localidad de Tucunuco, continuando luego 20 km al oeste (huella), hasta el flanco occidental del Cerro La Chilca (Fig. 1A, B).

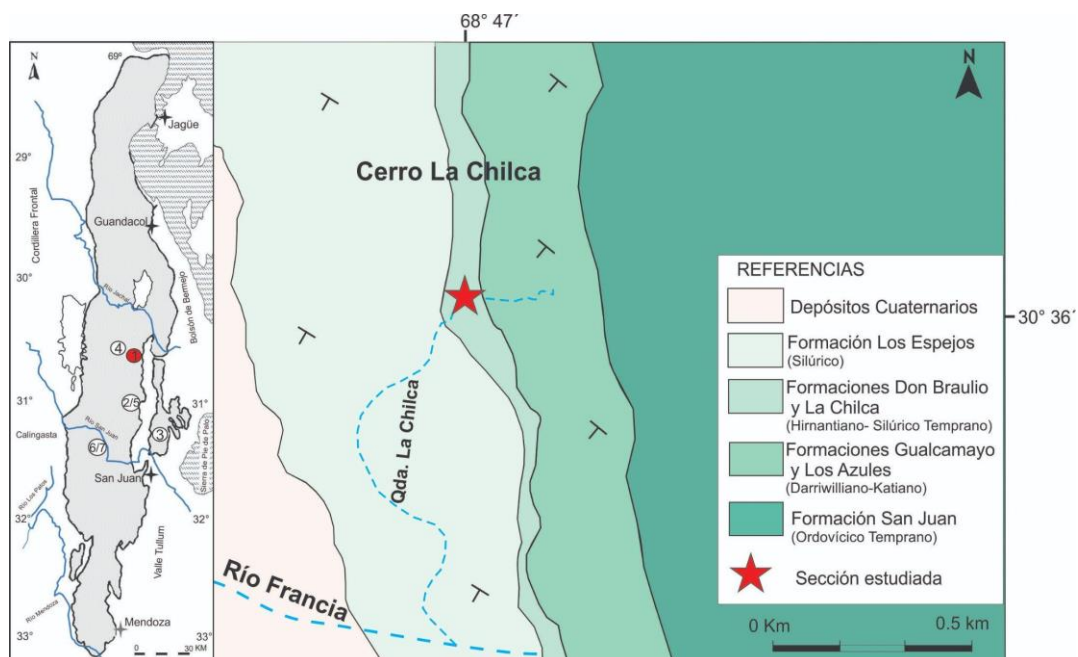


Figura 32. Mapa geológico de Cerro La Chilca, mostrando la ubicación de la sección de estudio en el flanco occidental del Cerro La Chilca.

La sucesión del Ordovícico Superior se inicia con un nivel de brecha sedimentaria (depósitos basales de flujo de detritos) de aproximadamente 3 m de espesor, coloración parda clara a oscura. Contiene clastos carbonáticos angulosos, matriz arenosa hacia la base y pelítica hacia el tope. La brecha se encuentra en contacto erosivo sobre depósitos de la Formación Los Azules; y en el tope es cubierta en contacto neto por una sucesión de 3 m de pelitas laminadas, bioturbadas, de coloración verdosa a grisácea, que contiene los niveles fosilíferos del Hirnantiano registrados por Astini y Benedetto (1992).

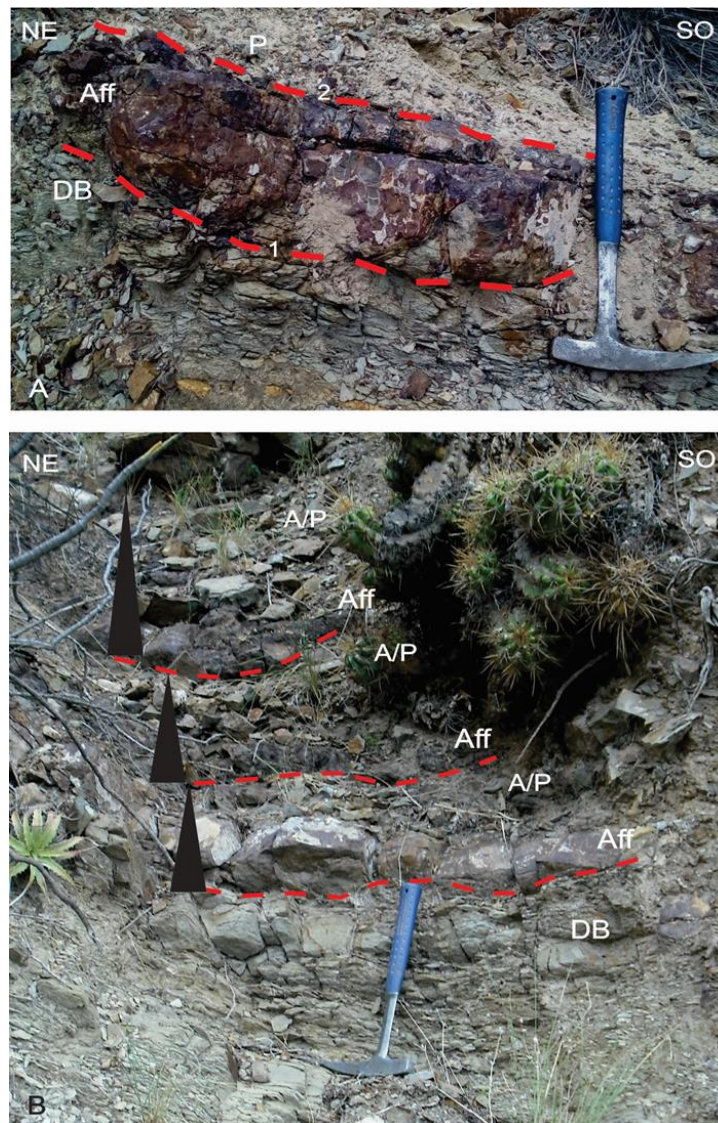


Figura 33. A- Arenisca ferruginosa a la base de la Formación La Chilca (Aff). Se muestran los contactos, líneas rojas de trazos, 1) entre la base de la Formación La Chilca (Arenisca ferruginosa, Aff) y la Formación Don Braulio; 2) entre la arenisca ferruginosa y pelitas verdes (P) sobreyacentes. B- Secuencias cíclicas descritas en la sección de Cerro La Chilca, en contacto erosivo con la Formación Don Braulio. Cada ciclo consta de base a tope de areniscas Fe-fosfáticas (Aff), pelitas verdes y areniscas pardas (A/P). Las flechas negras indican el carácter estrato-granodecreciente de cada ciclo.

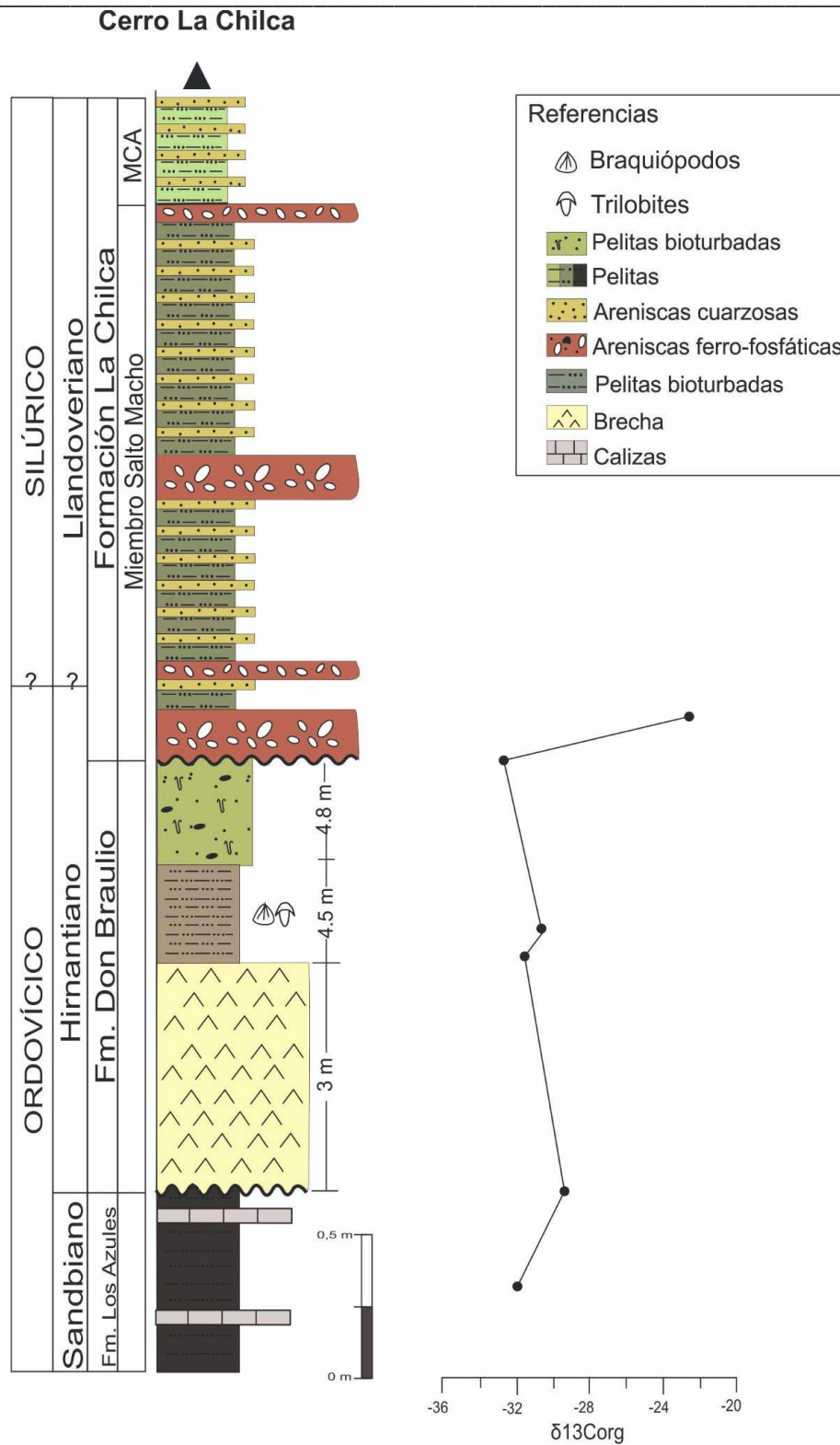


Figura 34. Perfil estratigráfico de la Formación Don Braulio y de los estratos basales de la Formación La Chilca, en la localidad homónima. Se muestra la curva isotópica de $\delta^{13}C_{org}$ en el tope de la Formación Los Azules, la Formación Don Braulio, y en los estratos basales de la Formación La Chilca (Sial *et al.*, 2017a, b). La ubicación del límite Ordovícico-Silúrico es inferido debido a la falta de registro bioestratigráfico en el tramo basal de la Formación Los Bretes.

En el tope el nivel pelítico se encuentran en contacto erosivo con un nivel de arenisca ferruginosa, de geometría tabular, de 20cm de espesor (Fig. 33A), que representa en esta sección la base de la Formación La Chilca.

El nivel de arenisca ferruginosa es de coloración rojiza y en la base se observan nódulos Fe-fosfáticos y guijarros dispersos, de coloración verdosa a grisácea, de composición silíceo. Hacia el tope, presenta una acumulación de clastos de chert, y nódulos Fe-fosfáticos dispersos. La matriz es de granulometría arena fina a muy fina, de color pardo a rojiza. En el tope, el nivel ferruginoso se encuentra en contacto neto con una secuencia compuesta por 3 ciclos sedimentarios de diferente espesor (Fig. 33B). Cada ciclo se inicia con un nivel de areniscas ferruginosa con clastos de chert y nódulos Fe-fosfáticos dispersos, seguidos de pelitas de coloración verdosa y areniscas con matriz limosa de coloración pardo clara, sin registro de fauna diagnóstica en ninguno de los niveles. Hacia el tope, la sucesión culmina con un nivel de arenisca ferruginosa en contacto neto con la base del Miembro Cuarcitas Azules de la Formación La Chilca (Fig. 34).

6.1.3 Área de Talacasto

Incluye secciones que exponen la OST con buen grado de exposición y preservación (Fig. 35A). Esta localidad se encuentra a 70 km al NO de la ciudad de San Juan, y en ella se hallan las secciones de Baños de Talacasto, Quebrada Ancha, Poblete Sur y Poblete Norte (Fig. 35B). El acceso se realiza por Ruta Nacional N° 40, que une la ciudad de San Juan con la ciudad de Jáchal, hasta empalmar con Ruta Provincial N° 436, recorriendo 20 km hasta el ingreso al área de Talacasto. Las secciones estudiadas se encuentran distribuidas a lo largo de los 3 corrimientos que caracterizan la zona (Pereyra *et al.* 2014; Pereyra, 2017). Sección Baños de Talacasto (BT) (31° 1' 33" S; 68° 44' 58" O) en el corrimiento Talacasto-Ullum (Primer corrimiento); sección de Quebrada Ancha (QA) (31° 2' 54" S; 68° 46' 22" O) en el corrimiento La Dehesa (Segundo corrimiento); y las secciones de Poblete Sur (PS) (31° 3' 31" S; 68° 46' 57" O) y Poblete Norte (PN) (30° 59' 60" S; 68° 46' 27" O) en el corrimiento La Cantera (Tercer corrimiento).

En el área de Talacasto, afloran sedimentitas carbonáticas de la Formación San Juan, del Ordovícico Temprano, y una sucesión siliciclástica somera del Hirnantiano-Silúrico,

representada por el Grupo Tucunuco, en la que en la base de la Formación La Chilca se reconoce la OST y el límite Ordovícico-Silúrico.

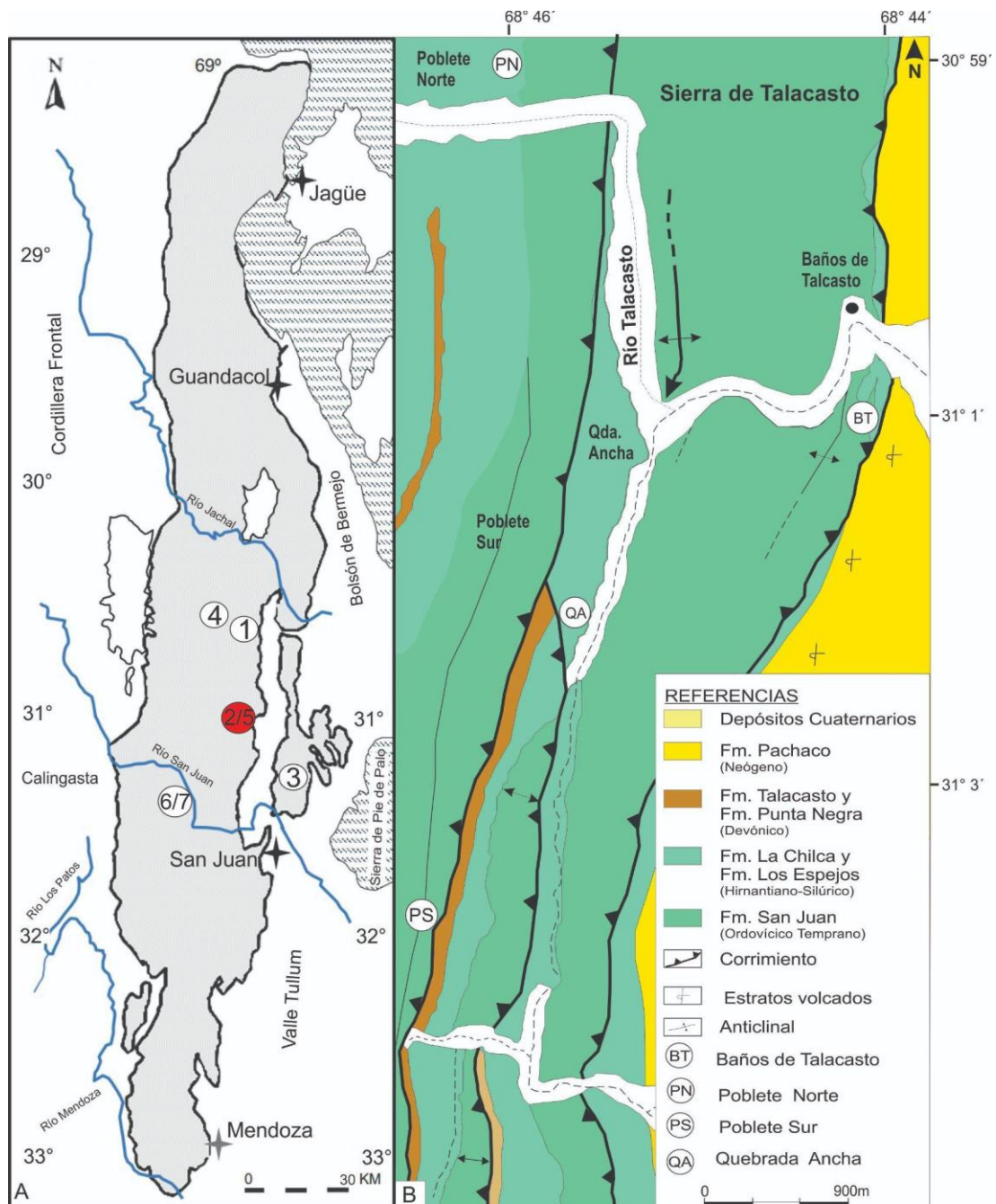


Figura 35. A- Mapa de Precordillera resaltando en rojo la localidad 2 y 5 (ver Fig. 1A), correspondiente a la secciones estudiadas en el área de Talacasto (Modificado de Baldis *et al.*, 1982). B- Mapa geológico del área de Talacasto, con las secciones de Quebrada Ancha, Baños de Talacasto, Poblete Norte y Poblete Sur (modificado de Baldis *et al.*, 1984a).

Sección Baños de Talacasto

En esta sección, la Formación La Chilca inicia con un conglomerado clasto-sostén, de 30 cm de espesor con geometría tabular, conformado por 5 capas amalgamadas que varían entre los 4 y 9 cm. Está constituido por clastos de chert, calcedonia y caliza de tamaño variable entre sábulo, guija y guijarro. Los clastos de chert y calcedonia exhiben mala selección, elevada redondez y alta a muy alta esfericidad, mientras que los clastos de caliza presentan formas subredondeadas y baja esfericidad (según diagramas de Powers, 1982).

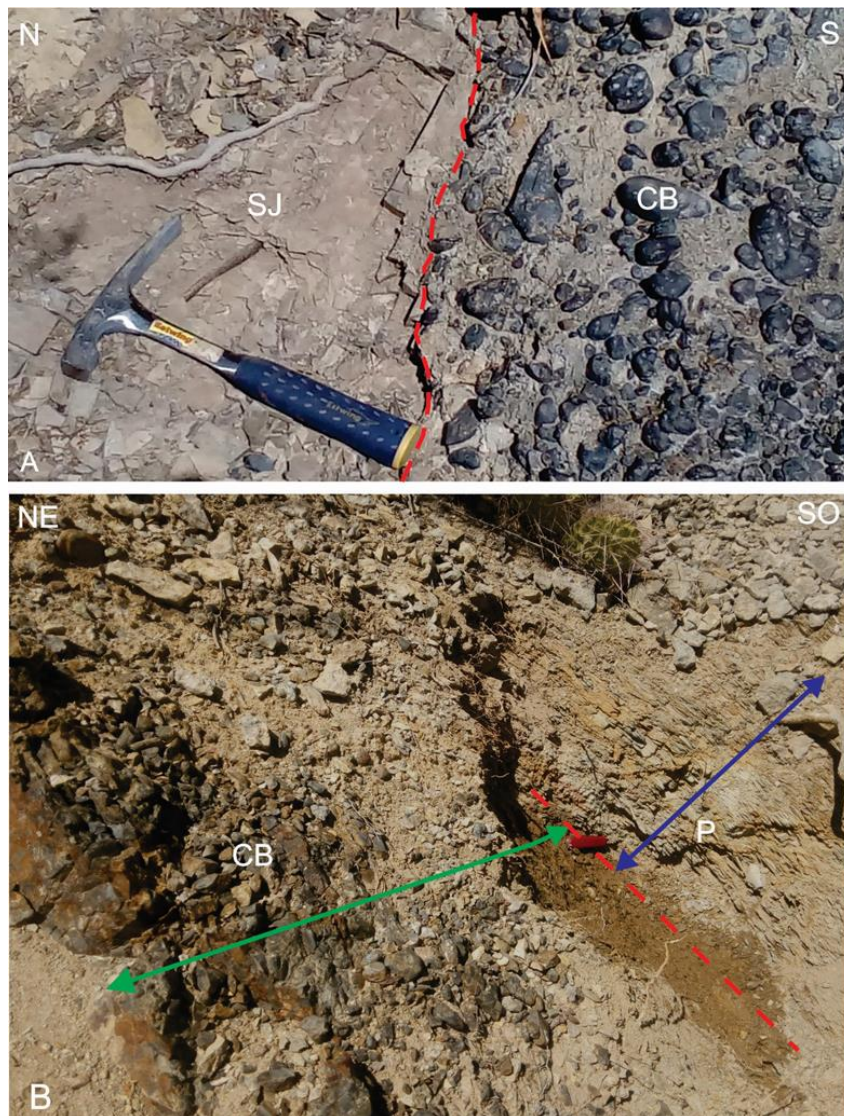


Figura 36. A- Contacto erosivo (línea de trazo rojo) entre la Formación San Juan (SJ) y el conglomerado basal de la Formación La Chilca (CB). B- Vista en plata del contacto (línea roja de trazo) entre el conglomerado basal (CB) y las pelitas laminadas (P) portadoras de graptolitos del Hirnantiano-Rhuddaniano del Miembro Salto Macho.

La matriz es silícea, tamaño arena y de coloración rojiza, y no se observan microfósiles presentes. El nivel psefítico presenta contacto erosivo (paraconcordante) con la Formación San Juan (Fig. 36A). Inmediatamente por encima del conglomerado se encuentran pelitas laminadas de coloración grisácea a gris verdosa y amarillenta (Fig. 36B), con un espesor de aproximadamente 3.60m (Cuerda *et al.*, 1988). En estos niveles se encontraron formas de graptolitos del Hirnantiano, Zona de *M. persculptus*, y del Rhuddaniano, Zonas de *P. acuminatus* y *A. atavus* (Cuerda *et al.*, 1988; Lenz *et al.*, 2003). Es de hacer notar la ausencia del nivel oolítico y ferruginoso en la base del Miembro Salto Macho registrado en las secciones de Quebrada Ancha, Poblete Sur y Poblete Norte. En esta sección, la parte superior de la Formación La Chilca, está eliminada por falla inversa, corrimiento con vergencia al este. (Fig. 37).

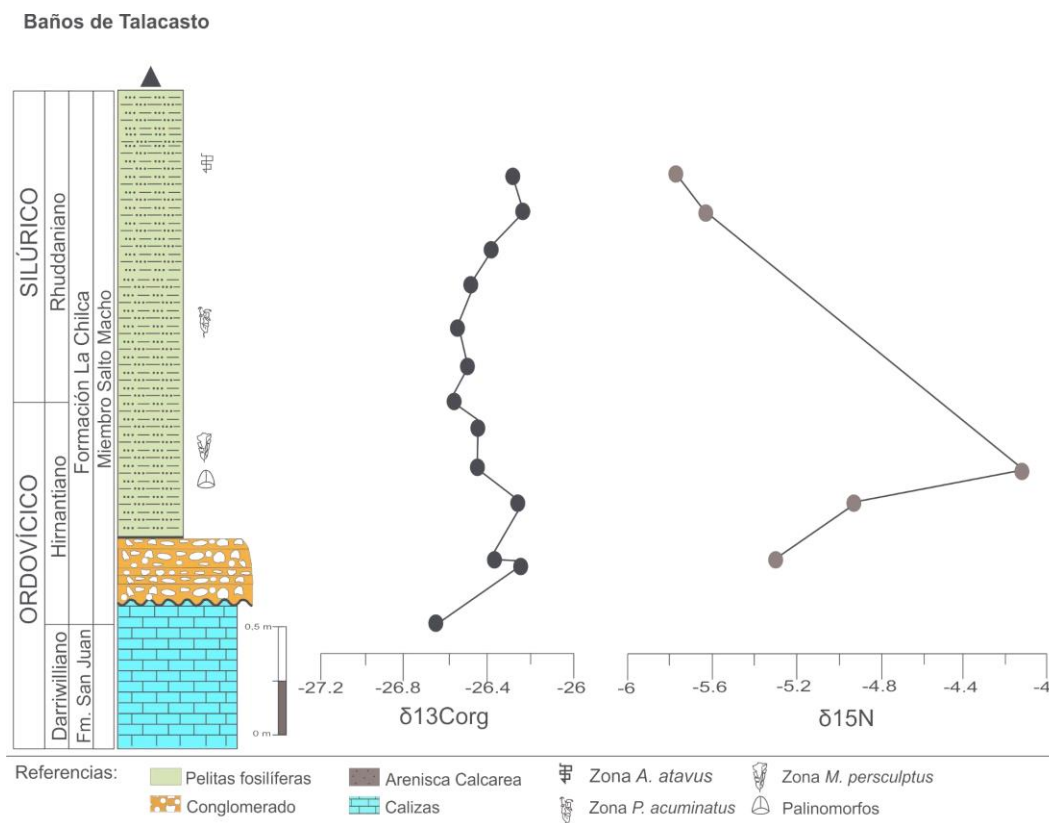


Figura 37. Perfil estratigráfico de la sección de Baños de Talacasto, mostrando la ubicación de niveles con graptolitos del Hirnantiano-Rhuddaniano, palinomorfos y las curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}$ (Modificado de Cuerda *et al.*, 1988; Sial *et al.*, 2017a; Gómez *et al.*, 2021a). Para mayor detalle de la correlación de alta resolución estratigráfica (graptolitos, palinomorfos e isótopos), véase el Capítulo 12.

Sección Quebrada Ancha

La sucesión inicia con un depósito conglomerádico de 25 cm de espesor y geometría tabular, constituido por 2 capas amalgamadas de 15 y 10 cm respectivamente, que sobreyace en contacto paraconcordante, mediante superficie erosiva, a la Formación San Juan (Fig. 39A, B). El conglomerado está compuesto por clastos de chert, calcedonia, caliza y fragmentos de matriz, tamaño sábulo a guija.

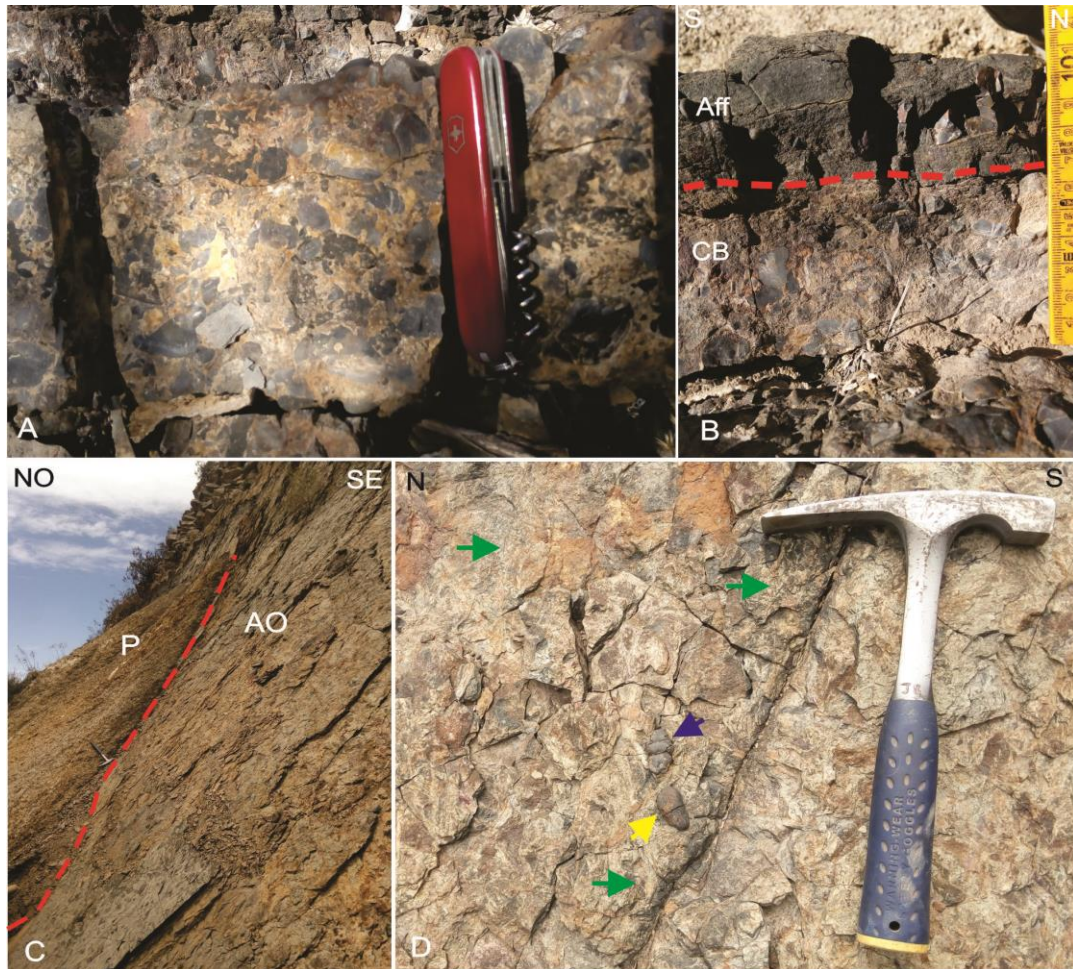


Figura 38. A- Estrato conglomerádico dominado por clastos de chert y calcedonia, tamaño guija. B- Contacto (línea roja punteado) entre el conglomerado basal (CB) y la arenisca Fe-fosfática (Aff). C- Contacto (línea roja punteada) entre la arenisca ferruginosa y las pelitas verdes portadoras de graptolitos. D- Detalle de C, en el depósito de areniscas ferruginosas, se resalta la presencia de clastos de chert (flecha azul), nódulos Fe-fosfáticos (flecha amarilla) dispersos, y concentraciones de ooides (flecha verde).

La fábrica varía de matriz-sostén en la base, a clasto-sostén hacia el tope. Los clastos de composición silíceo presentan una selección moderada con predominio de formas redondeadas y con baja a alta esfericidad (Fig. 38A). Los componentes líticos (calizas y fragmentos de la matriz) exhiben una moderada redondez con alta esfericidad. La

matriz del conglomerado es silíceo, tamaño arena media a fina y coloración rojiza, sin registro de fósiles diagnósticos.

El conglomerado es cubierto por un nivel de arenisca pseudo-conglomerádica Fe-fosfática, de 10 cm de espesor (Fig. 38B), de coloración rojiza con nódulos fosfáticos y clastos dispersos de chert. En contacto neto, este nivel se encuentra cubierto por un depósito de arenisca ferruginosa de aproximadamente 20 cm de espesor (Fig. 39A, B). La arenisca posee coloraciones pardas y rojizas, presenta nódulos fosfáticos tamaño guija a guijarro, clastos de chert disperso, y hacia el tope concentraciones de ooides (Fig. 38D), que pasan transicionalmente a un nivel de pelitas oolíticas de 12 cm de espesor y geometría tabular (Fig. 38C).

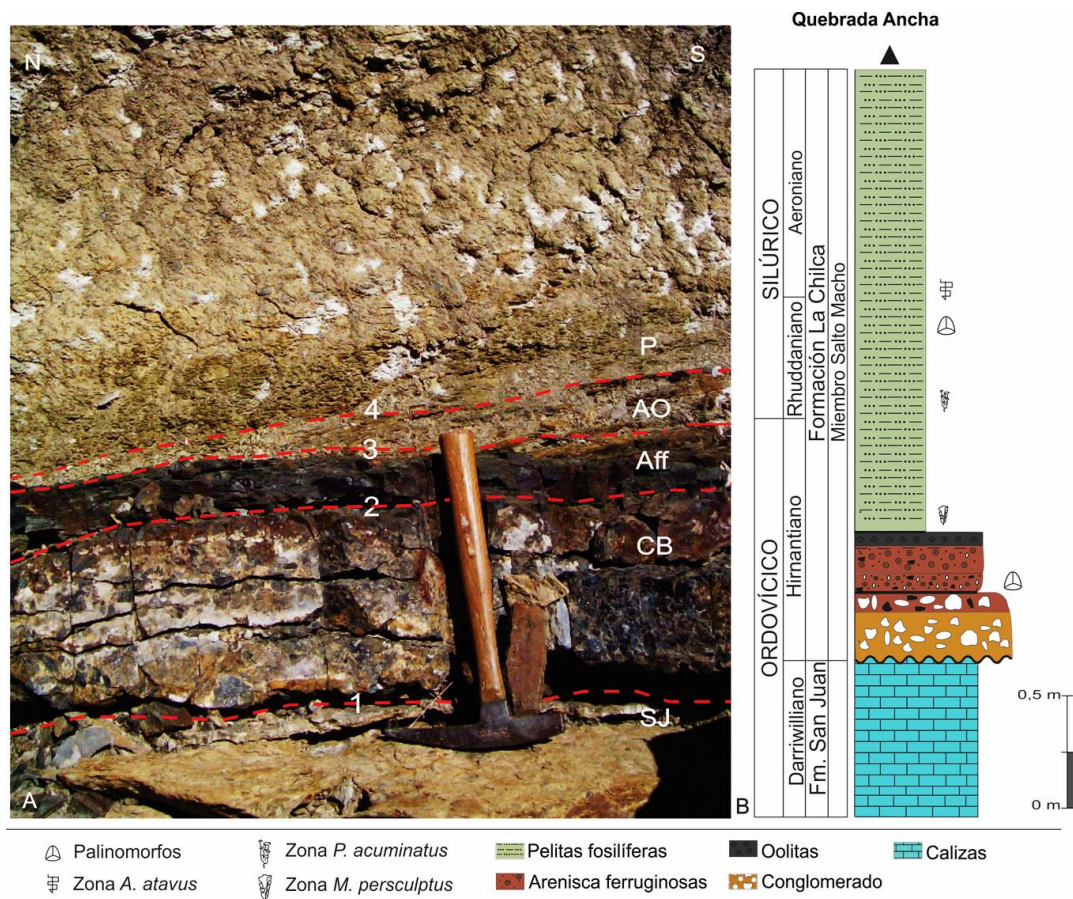


Figura 39. A- Estratos basales de la Formación La Chilca en la sección de Quebrada Ancha. La línea discontinua roja indica el contacto entre los niveles referenciados. 1) Superficie erosiva entre la Formación San Juan (SJ) y el conglomerado basal (CB). 2) Contacto neto entre el conglomerado y la arenisca Fe- fosfáticas (Aff). 3) Contacto neto entre las areniscas Fe-fosfáticas y las areniscas oolíticas (AO). 4) Contacto neto entre las areniscas oolíticas y las pelitas con graptolitos (P). B- Perfil estratigráfico de la base de la Formación La Chilca en la sección de Quebrada Ancha, mostrando la ubicación de la biozonas de *M. persculptus*, *P. acuminatus* y *A. atavus* (Baldis *et al.*, 1984b; Lenz *et al.*, 2003), y palinomorfos llandoveryanos (Gómez *et al.*, 2021a).

El nivel oolítico se caracteriza por intercalaciones centimétrica de pelitas pardas y concentraciones de ooides de color negro, con clastos dispersos de chert y nódulos Fe-fosfáticos. El nivel oolítico es cubierto en contacto neto, por pelitas de coloración verdosa del Miembro Salto Macho, con un espesor aproximado de 12 m, portadoras de graptolitos de las zonas de *M. persculptus*, *P. acuminatus*, y *A. atavus* (Baldis *et al.*, 1984b) (Fig. 39A, B).

Sección Poblete Sur

En esta sección, se observa una sucesión de pelitas laminadas de 7 m de espesor en contacto erosivo, paraconcordante, entre el tope de la Formación San Juan y el conglomerado basal de la Formación La Chilca (Fig. 40A).

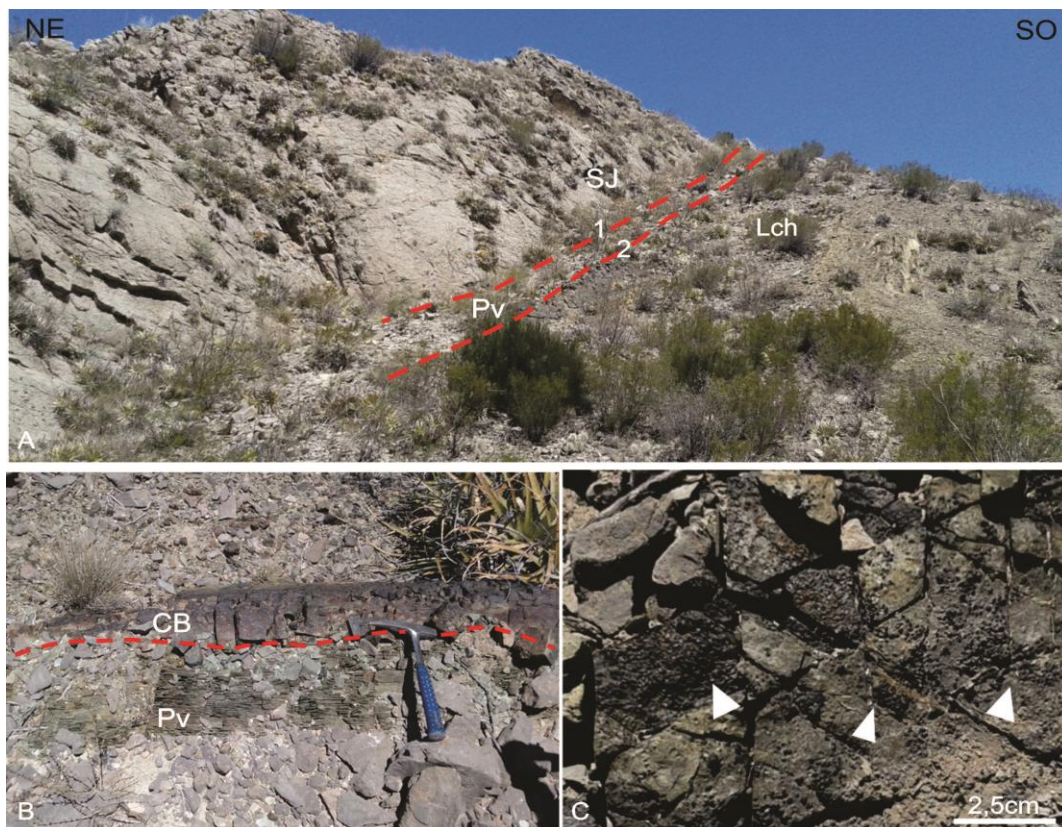


Figura 40. A- Vista hacia el sur de la sección Poblete Sur. Las líneas de trazo rojo indican paraconcordancia, 1) Entre pelitas verdes (Pv) del Ordovícico Superior y la Formación San Juan (SJ), 2) Entre Pv y la Formación La Chilca (LCh). B- Detalle del contacto erosivo (trazo rojo), entre las pelitas verdes (Pv), y el conglomerado (CB). C- Nivel oolítico que sobryace al conglomerado basal; las flechas blancas indican sectores de concentración de ooides.

El nivel pelítico es de coloración verdosa a grisácea, y las láminas se presentan con espesores menores a 1cm. El nivel conglomerádico basal es de geometría tabular, su

espesor no excede los 20 cm y está integrado principalmente por clastos de chert y calizas tamaño sábulos a guijas gruesas (con predominio de los primeros). Exhibe fábrica matriz-sostén hacia la base y clastos-sostén hacia el tope, los clastos presentan buena selección, bordes subangulosos a subredondeados y baja esfericidad. La matriz es silíceea, tamaño arena media y presenta una coloración rojiza. Al igual que en las secciones de Baños de Talacasto y Quebrada ancha, no hay registro de fósiles diagnósticos.

El conglomerado presenta contacto neto hacia el tope con un nivel oolitas ferruginosas, de geometría tabular y espesor variable entre 5 y 7 cm (Fig. 41). El nivel oolítico es de coloración verdosa a negra y presenta intercalaciones de pelitas verdes (Fig. 40C). Las oolitas se encuentran en contacto neto, hacia el tope, con niveles de areniscas de coloración parda, intercalados con pelitas verdes a grisácea, característicos del Miembro Cuarcitas Azules, el cual, a su vez en el tope es cubierto en paraconcordancia por un nivel Fe-fosfático de la base de La Formación Los Espejos.

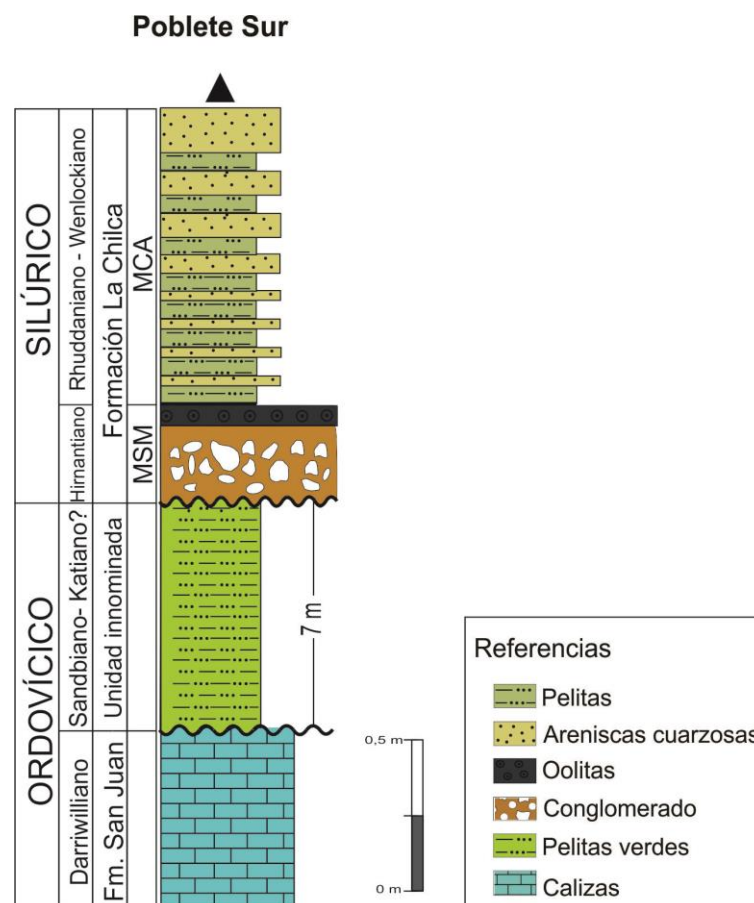


Figura 41. Perfil estratigráfico de la sección de Poblete Sur. MSM, Miembro Salto Macho; MCA, Miembro Cuarcitas Azules. La ubicación del límite Ordovícico-Silúrico es inferido debido a la falta de registro bioestratigráfico en el tramo basal de la Formación Los Bretes.

Sección Poblete Norte

En esta sección, la sucesión se inicia con un nivel de areniscas calcáreas a la base, de grano fino a muy fino, coloración grisácea, geometría tabular, espesor aproximado de 10 cm y matriz calcítica y en ocasiones dolomítica. Este nivel se encuentra en contacto erosivo sobre la Formación San Juan (Fig. 42A, 43), y es cubierto por un nivel de areniscas con geometría tabular, compuesto por dos capas amalgamadas (Fig. 42B). La primera capa de arenisca presenta un espesor de 15 cm, coloración grisácea en la base y rojiza hacia el tope, con clastos dispersos de chert tamaño guija, matriz calcárea hacia la base y exhibe alto contenido de hierro desde la parte media hacia el tope (Fig. 42C).

La segunda capa, de 33 cm de espesor aproximadamente, está representada por areniscas Fe-fosfática, pseudo-conglomerádica, de coloración rojiza a moteada, con presencia de nódulos Fe-fosfáticos y clastos dispersos de chert tamaño guija a guijarro (Fig. 42D). La fábrica es matriz-sostén hacia la base, exhibiendo fábrica clasto-sostén hacia el tope. La matriz es ferruginosa, de coloración rojiza, con cemento ferrífero que rodea los clastos de chert y los nódulos Fe-fosfáticos. En este nivel de areniscas ferruginosas no se ha registrado contenido paleobiológico.

La sucesión continúa con ciclos granodecrecientes (similar a la presente en la sección de Cerro La Chilca), representados por la intercalación de areniscas y pelitas, con un espesor de 60 cm. Las areniscas son de coloración parda y contienen nódulos Fe-fosfáticos y clastos silíceos dispersos. Los niveles pelíticos son de coloración grisácea a parda, presentan acumulaciones de ooides y clastos de composición silícea (Fig. 42E). Hacia el tope, finaliza con un nivel de oolitas de coloración verde oscuro de aproximadamente 7 cm de espesor. El contacto basal es neto y hacia el tope es transicional con una sucesión de pelitas de coloración parda a verdosa, de 5 m de espesor, características del Miembro Salto Macho. Estas pelitas contienen faunas de graptolitos de las zonas *M. persculptus*, *P. acuminatus* y *A. atavus* (López *et al.*, 2020), registrando la OST.

Al tope de la aludida sucesión, continúan en transición capas de areniscas cuarzosas del Miembro Cuarcitas Azules (Fig. 43). Hacia el norte, la sucesión eopaleozoica se presenta volcada, por efecto del corrimiento, que sobrepone depósitos de la Formación San Juan por encima de las formaciones La Chilca y Los Espejos.

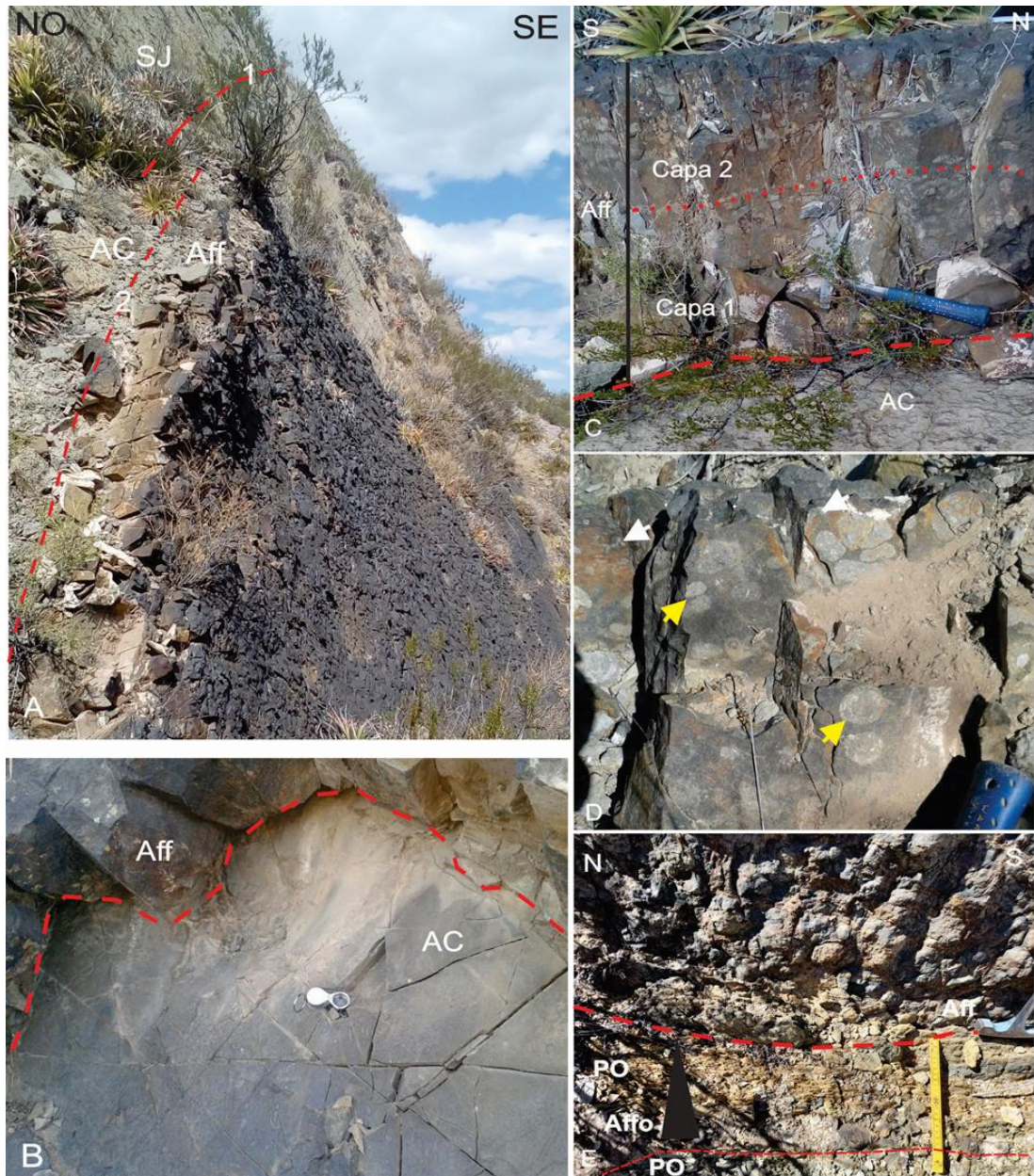


Figura 42. A- Vista de la sección de Poblete Norte, las líneas rojas de trazo indican 1) paraconcordancia entre la Formación San Juan (SJ) y la arenisca calcárea (AC), 2) Contacto neto entre AC y la arenisca Fe-fosfáticas Aff. B- Detalle del contacto erosivo (línea de trazo rojo) entre AC y Aff. C- Detalle de la foto A, mostrando el paso transicional entre la capa 1 y la capa 2 en la Aff. D- Detalle de la capa 2 (foto C), se muestran los nódulos fosfáticos (azul) y clastos de chert (amarillo). E- Contacto neto (línea de trazo rojo) entre Aff y los ciclos de pelitas oolíticas (PO) y areniscas Fe-fosfáticas oolíticas (Affo).

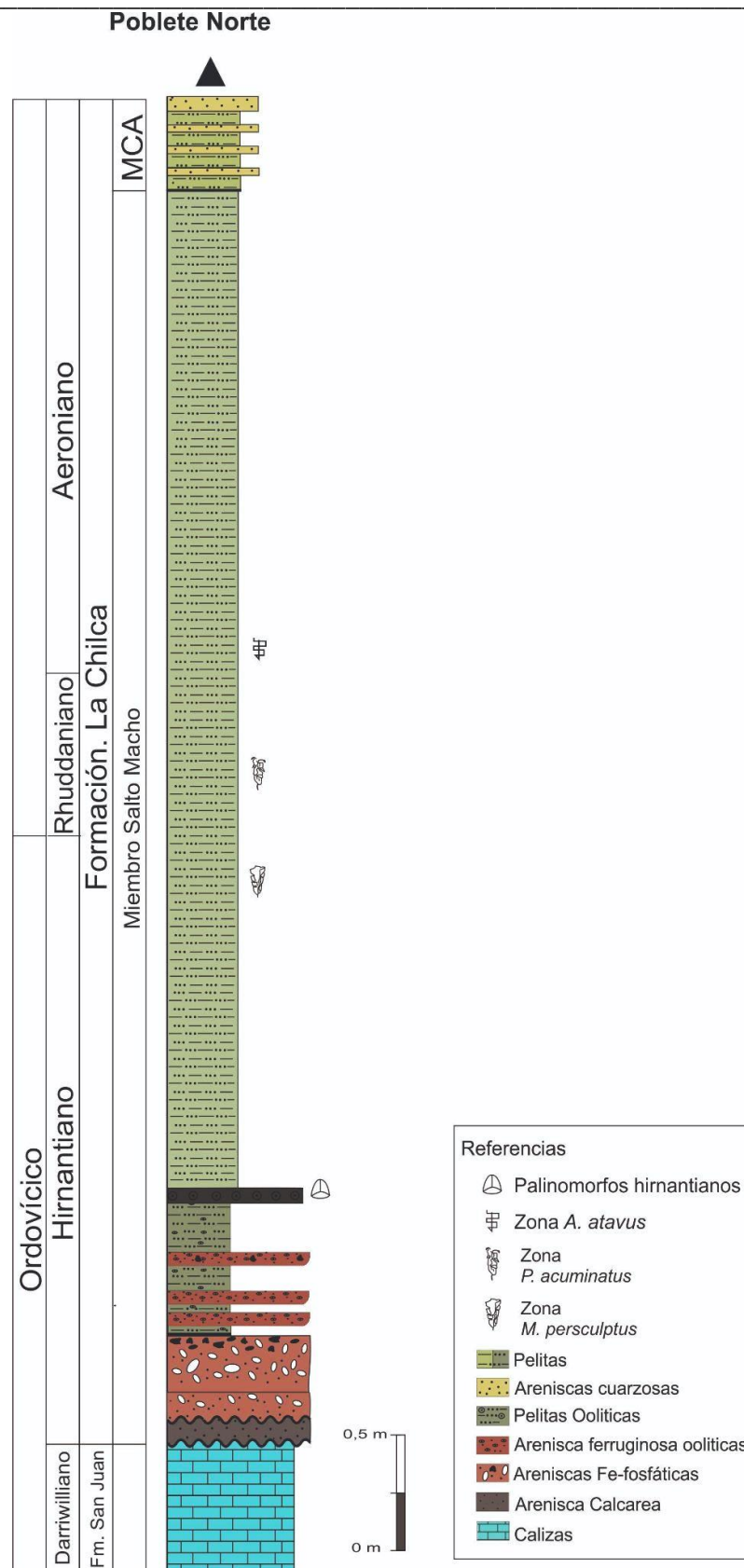


Figura 43. Perfil estratigráfico del tramo basal de la Formación La Chilca en la sección de Poblete Norte, mostrando la ubicación de niveles con graptolitos del Hirnantiano-Rhuddaniano y palinomorfos del Hirnantiano. MCA, Miembro Cuarcitas Azules (López *et al.*, 2020; Gómez *et al.* 2021a).

6.1.4 Portezuelo del Tambolar

La sección de Portezuelo del Tambolar se encuentra a 130 km al NO de la ciudad de San Juan (31° 22' 8.27"S, 69° 0' 36,37"O). El acceso se realiza por Ruta Nacional N° 40, hasta la intersección con la ruta provincial N° 436, en la localidad de Talacasto. En el empalme con la ruta provincial N° 149 (en dirección Oeste) se debe continuar hasta la confluencia con ruta provincial N° 12 en el área de Pachaco y Dique del Tambolar (Fig. 44).

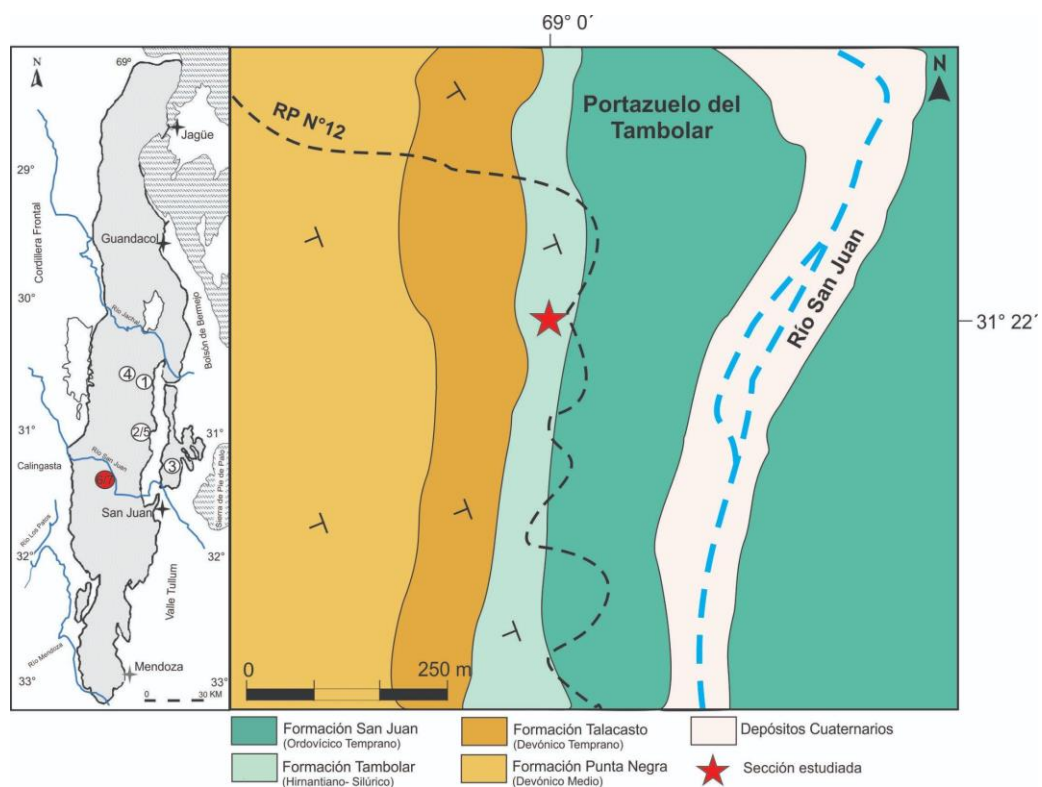


Figura 44. Mapa geológico de la localidad de Portezuelo del Tambolar, mostrando la sucesión estratigráfica eopaleozoica, con polaridad de capas hacia el oeste (véanse referencias en la figura).

En el área donde se lleva a cabo la construcción del Dique de Tambolar, Precordillera Central, aflora la Formación Tambolar con un buen grado de exposición y preservación de sus depósitos. Esta formación representa en el sector sur de la Precordillera Central un equivalente estratigráfico del Grupo Tucunuco (Peralta *et al.*, 1997; esta Tesis), e incluye en sus términos basales la transición Ordovícico- Silúrico, objeto de estudio de este trabajo.



Figura 45. A- Contacto erosivo (línea de trazo rojo), entre las calizas de la Formación San Juan (SJ) y el nivel conglomerádico (CB) de la base de la Formación Tambolar; por encima del conglomerado se observan pelitas (P) que contienen palinomorfos del Llandoveryano temprano (Peralta *et al.*, 1997). B- Detalle del conglomerado, indicando los clastos de chert en el depósito (Flechas amarillas). C- Contacto (línea de trazo rojo) entre el conglomerado con clastos de chert (CB) y las pelitas verdes y moradas suprayacentes (P). D- Detalle de las pelitas verdes y moradas (P) y su relación estratigráfica con el conglomerado basal infrayacente (CB) y con las areniscas (A) pardas suprayacentes.

En esta sección la Formación Tambolar inicia con un conglomerado de espesor variable, entre 5 y 13 cm; compuesto por clastos de chert tamaño guija y guijarro, bien redondeados. La fábrica del depósito es clasto-sostén y presenta una matriz arenosa de coloración rojiza a morada, sin registro de fósiles (Fig. 45B). Se observan fallas intraformacionales que repiten el nivel psefítico, generando una falsa estructura de capas amalgamadas. El conglomerado basal se encuentra en contacto erosivo con la unidad infrayacente, Formación San Juan, y en contacto neto con el depósito sobreyacente (Fig 45A, C).

La sucesión continúa con fangolitas verdosas a moradas de 8 cm de espesor, sin fisilidad ni registro de contenido microfósil. Hacia el tope, las fangolitas pasan transicionalmente a un nivel de areniscas finas a medias, de coloración verdosa a

parda, de 15 cm de espesor, con clastos de chert redondeado, seguido de un nivel de pelitas verdosas, laminadas (Fig. 45D). Estas pelitas contienen palinomorfos del Llandoveryano temprano, que permite su correlación con el tramo inferior de la Formación La Chilca (Peralta *et al.* 1997). El contacto superior es neto con pelitas verdosas y moradas, características de la base de la Formación Los Espejos (Fig. 46), de esta forma, y de acuerdo con lo puntualizado por estos últimos autores y Peralta y Carter (1990), la Formación Tambolar se correlaciona desde el punto de vista lito y bioestratigráfico con el Grupo Tucunuco, formaciones La Chilca y Los Espejos.

Portezuelo del Tambolar

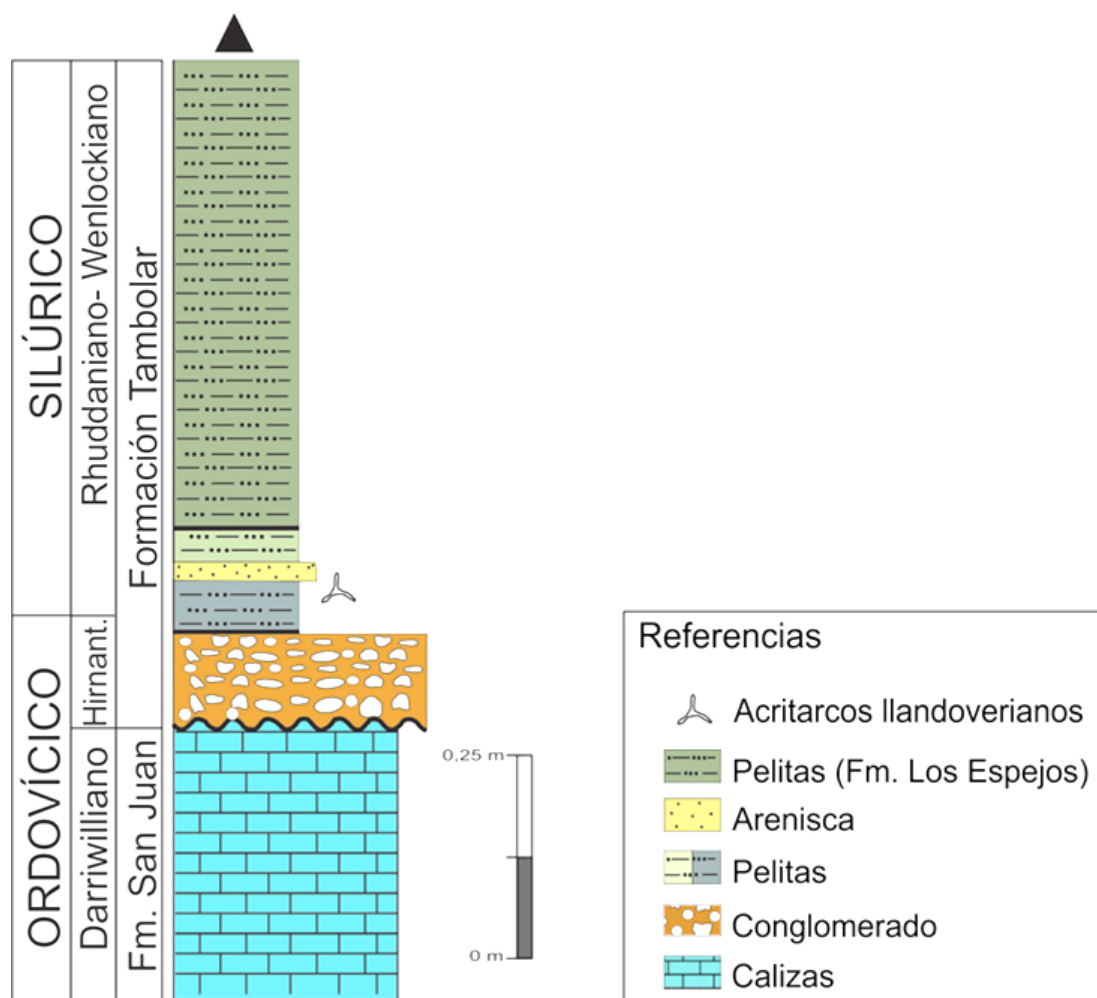


Figura 46. Perfil estratigráfico del tramo basal de la Formación Tambolar sección del Portezuelo del Tambolar, mostrando la ubicación de los acritarcos en la parte inferior de la unidad (Peralta *et al.*, 1997). La posición estratigráfica del límite Ordovícico-Silúrico es inferida a partir de los datos bioestratigráficos con otras secciones equivalentes.

6.1.5 Cerro Blanco de Pachaco

La sección de Cerro Blanco de Pachaco se encuentra a 110 km al NO de la ciudad de San Juan ($31^{\circ} 18' 13.50''$ S, $69^{\circ} 5' 49.10''$ O). El acceso se realiza por Ruta Nacional N° 40, hasta la intersección con la ruta provincial N° 436, en la localidad de Talacasto. El camino continúa hasta el empalme con la ruta provincial N° 149 (en dirección Oeste) y luego hasta empalmar la ruta provincial N° 12 en el área de Pachaco (Fig. 47).

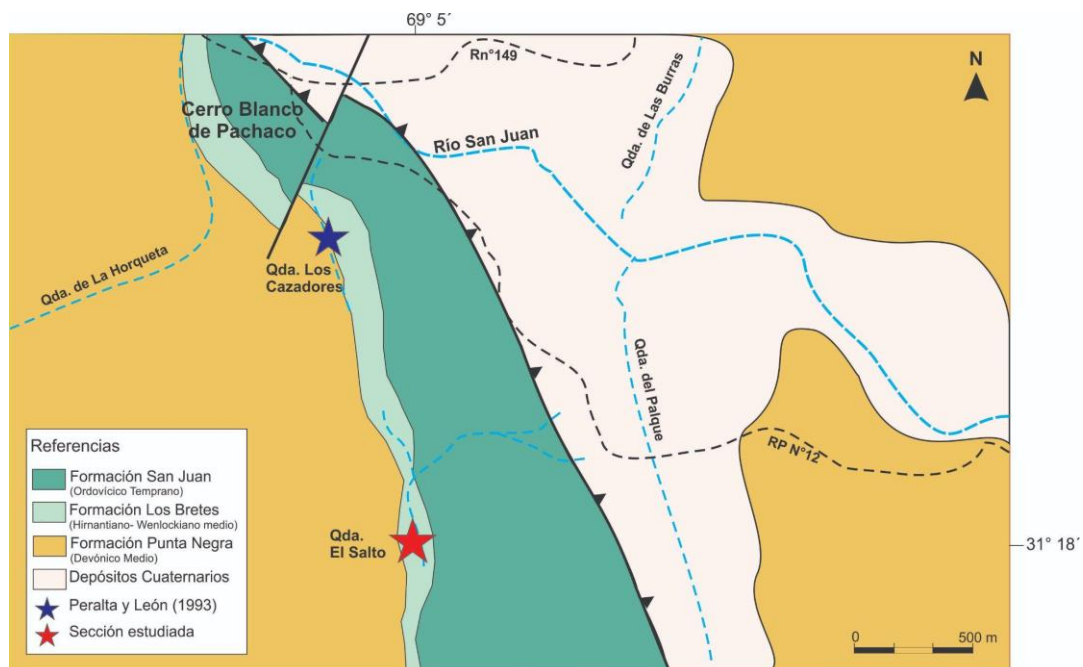


Figura 47. Mapa geológico de la localidad de Cerro Blanco de Pachaco, mostrando la ubicación de las secciones estudiadas.

En esta sección aflora la Formación Los Bretes, equivalente estratigráfico de la Formación La Chilca, cuyos afloramientos se reconocen sobre el flanco occidental del Cerro Blanco de Pachaco, y al norte del Río San Juan, en el flanco oriental de la Sierra de La Invernada, de acuerdo con el mencionado autor (Ver fig.1 Peralta, 2013a). La Formación Los Bretes presenta en su base un nivel conglomerádico de 35 cm de espesor, de geometría tabular y fábrica clasto-sostén. Está compuesto por clastos de chert de tamaño variable, entre 1-12 cm de diámetro, siendo predominante el tamaño 4 - 6 cm (Fig. 48B) y la matriz es de color pardo oscuro a rojizo. El contacto basal de la formación es erosivo y paraconcordante con la Formación San Juan (Fig. 48A), y en el tope es cubierta en contacto paraconcordante por las pelitas transgresivas de la

base de la Formación Punta Negra (Fig. 48C). En la Formación Los Bretes, Peralta y León (1993) proponen dos miembros: Inferior de Fangolitas Verdes y Superior de Fangolitas Moradas, reconocidos en esta sección.

El Miembro Inferior está compuesto por pelitas bioturbadas de coloración verdosa. A nivel superficial se exhiben áreas de oxidación por meteorización, de coloración parda a rojiza. La secuencia presenta nódulos de hierro dispersos y abundantes rasgos de bioturbación. Hacia el tope el tamaño del grano aumenta a arena fina, proporcionando un arreglo granocreciente. El contacto con el Miembro de Fangolitas Moradas es neto y concordante (Fig. 48D).



Figura 48. A- Contacto erosivo (línea roja de trazo) entre la Formación San Juan (SJ) y el conglomerado basal de la Formación Los Bretes (CB). B- Detalle del depósito conglomerádico, el principal componente corresponde a clastos de chert. C- Contacto neto (línea de trazo rojo) entre el conglomerado basal (CB) y el Miembro de Fangolitas Verdes (FV). D- Se muestra el contacto entre los miembros inferior y superior de la Formación Los Bretes (línea de trazo rojo 1) (Fangolitas Verdes Fv, y Fangolitas Moradas, Fm), y el contacto erosivo al tope de la Formación Los Bretes con la base de la Formación Punta Negra (PN) (línea de trazo rojo 2).

El Miembro Superior está compuesto por una intercalación de fangolitas de coloración morada intensamente bioturbadas, y bancos de areniscas limolíticas de coloración pardo oscuro. Los niveles de areniscas presentan acumulaciones de braquiópodos que

pertenecen a la Fauna de *Leangella* (Benedetto y Franciosi, 1998). Hacia el tope, se encuentra en contacto erosivo con la base de la Formación Punta Negra (Fig. 48D), reflejando la falta de registro estratigráfico de las formaciones Los Espejos y Talacasto (Fig. 49). El tectonismo del área ha afectado la estratigrafía de la zona, pero sin repetir los estratos dentro de la Formación Los Bretes.

Cerro Blanco de Pachaco

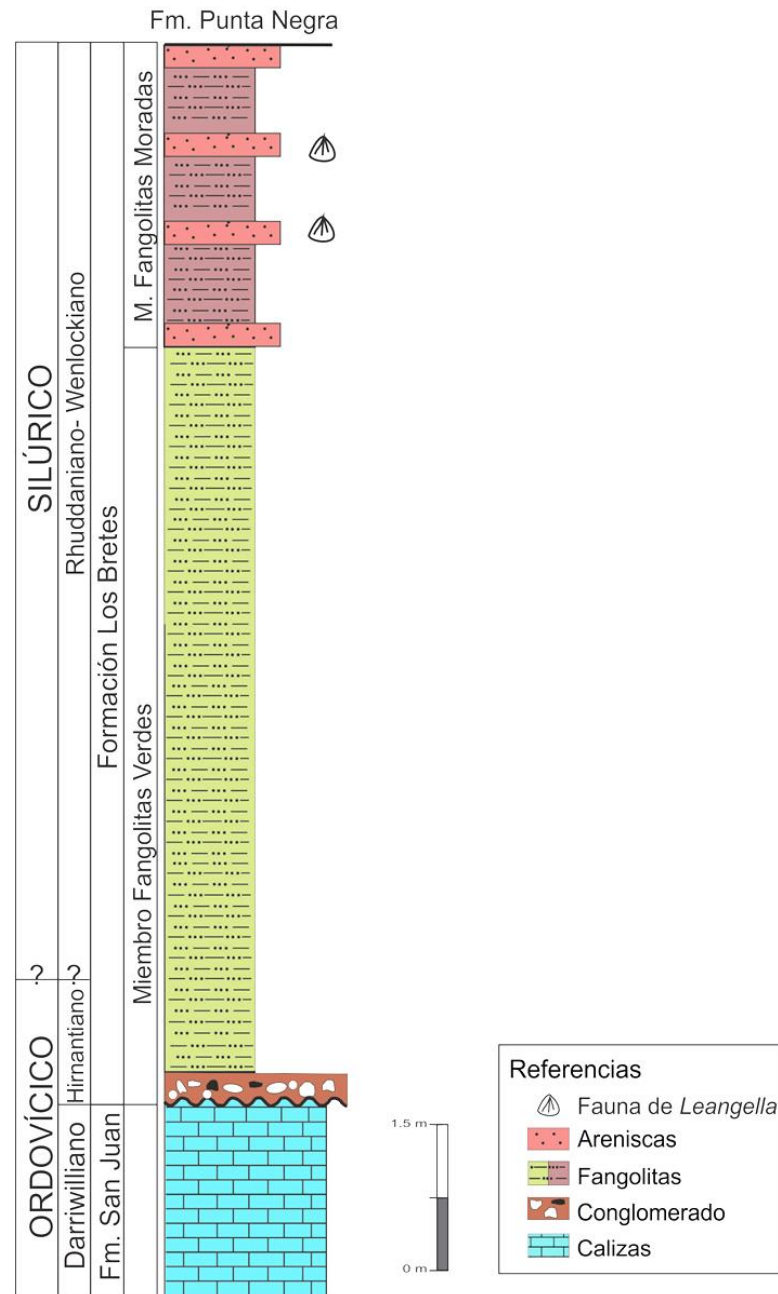


Figura 49. Perfil estratigráfico de la base de la Formación Los Bretes en la sección de Cerro Blanco de Pachaco, mostrando la ubicación de la Fauna de *Leangella* descrita por Benedetto y Franciosi (1998) (Modificado de Peralta y León, 1993). La ubicación del límite Ordovícico-Silúrico es inferido debido a la falta de registro bioestratigráfico en el tramo basal de la Formación Los Bretes.

6.2 Precordillera Oriental

6.2.1 Sierra de Villicum (Quebrada de Don Braulio)

La sección tipo de la Formación Don Braulio ($31^{\circ} 12' 49.81''\text{S}$; $68^{\circ} 29' 6.45''\text{O}$), se ubica en la quebrada de Don Braulio, en las cabeceras del Río del Alto (Ver figura 50 B), 50 km al N de la ciudad de San Juan. El acceso se realiza por Ruta Nacional N° 40, Departamento de Albardón, hasta empalmar la ruta provincial 102, y luego se transita por huella 20 km aproximadamente hasta la Quebrada de Don Braulio (Fig. 50). En la quebrada de La Pola, 700 m al sur de la quebrada de Don Braulio, interpuestos entre las formaciones La Cantera y Don Braulio, se reconocen depósitos tipo “*debris flow*”, referidos por Astini (2001b) como Formación La Pola, a la que asigna Katiano-Hirnantiano.

En su estratotipo la Formación Don Braulio, incluye la transición Ordovícico–Silúrico, presenta un excelente grado de exposición y preservación de afloramientos y de su registro estratigráfico y paleobiológico. En la base se caracteriza por la presencia de diamictitas de coloración verde grisácea, de 12 a 15 m de espesor, con clastos dispersos de variados tamaños, flotando en una matriz limo-arenosa, los que muestran evidencias de procesos glaciogénicos, tales como estrías, facetamiento (“*Flat-iron*”), marcas de percusión, formas poligonales, entre otras (Peralta y Carter, 1990a).

Estos autores describen a este depósito como una fangolita guijarrosa (*Pebbly mudstone*), con intercalaciones de canales arenosos (vaques) y conglomerádicos, con espesor de orden centimétrico a métrico, y extensión lateral del orden de la decena al centenar de metros. Este depósito fue reconocido como el Miembro Inferior Diamictítico por Peralta y Carter (1990a) (Fig. 51A). Hacia el tope la diamictita es cubierta en superficie erosiva, paraconcordancia, por un nivel conglomerádico de geometría tabular y hasta 23 cm de espesor (Fig. 51B), en la base del Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas suprayacente.

Está compuesto esencialmente por clastos siliciclásticos, a veces fuera de contexto, hasta 43 cm de diámetro, superando el espesor del estrato, con bordes redondeados y alta esfericidad, buena selección, exhibiendo fábrica clasto-sostén, los que provienen del nivel inferior y de unidades más antiguas (Fig. 51C). La matriz del nivel psefítico es arena media a fina y coloración rojiza, y no se registró la presencia de microfósiles.

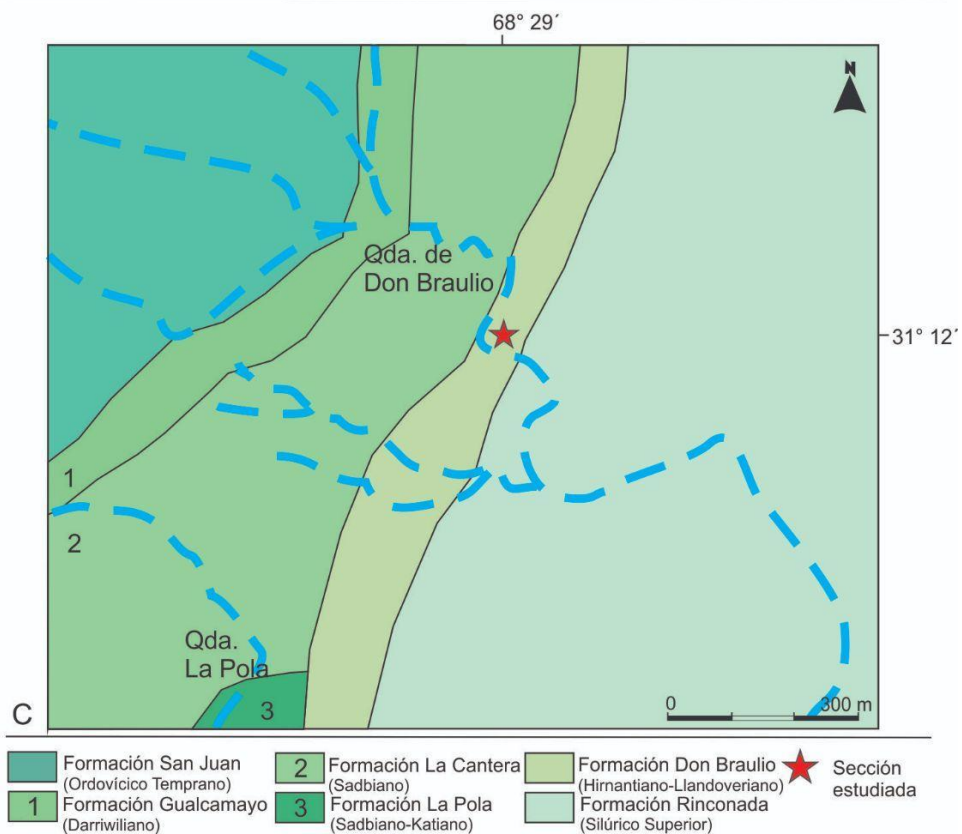
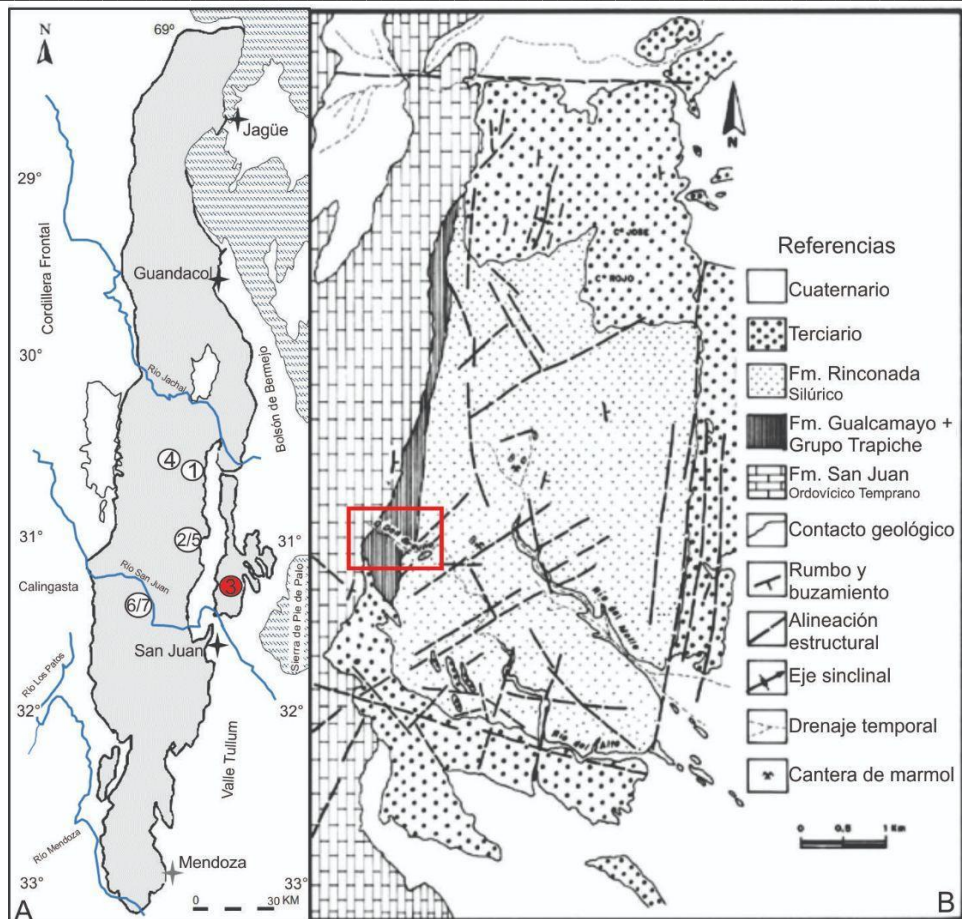


Figura 50. Mapas geológicos de: A- Precordillera (Modificado de Baldis *et al.*, 1982); B- Eopaleozoico siliciclástico de Villicum (Modificado de Peralta, 1993b); C- Ubicación de las quebradas de Don Braulio y La Pola.

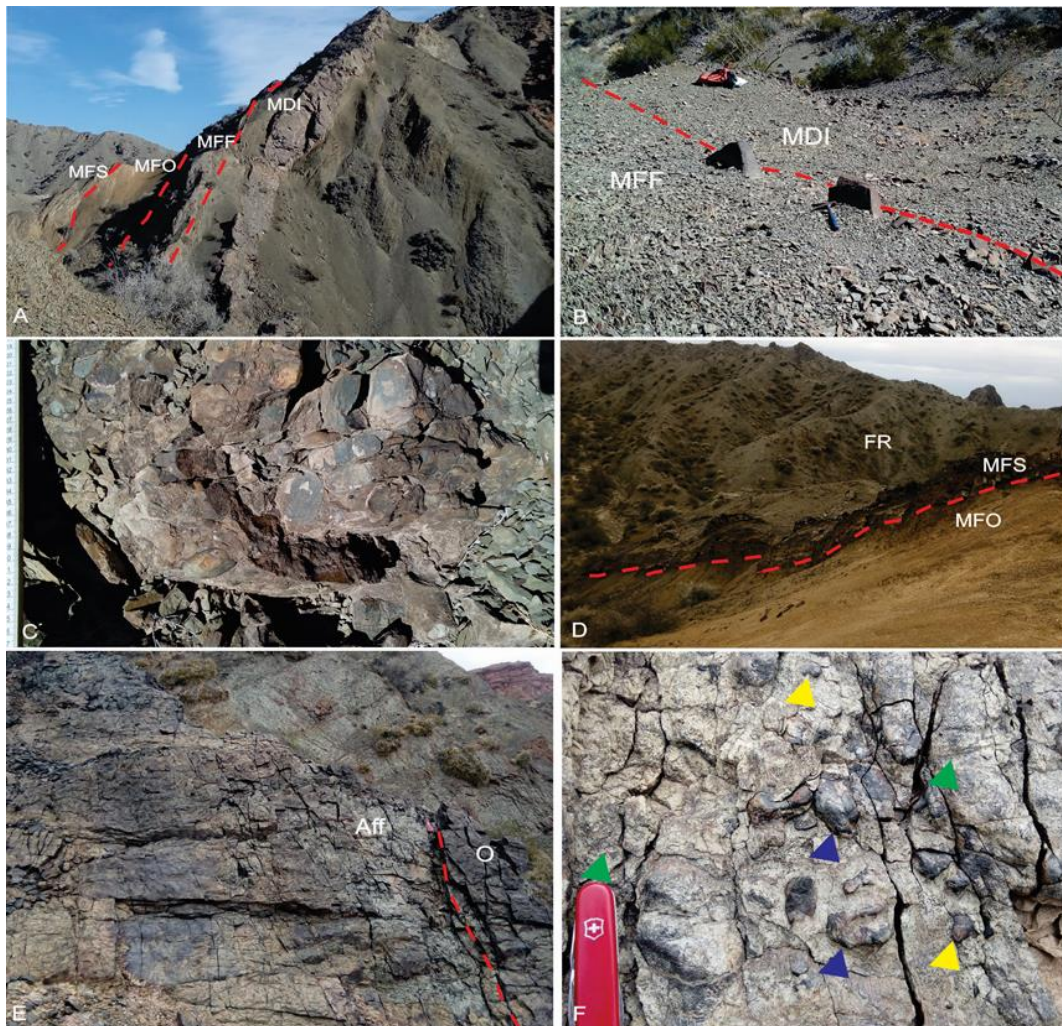


Figura 51. A- Afloramiento de la Formación Don Braulio, se muestra los contactos (líneas de trazo rojo) entre los miembros de la formación identificados por Peralta y Carter (1990a): Miembro de Diamictitas Inferior (MDI), Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas (MFF), Miembro de Fangolitas Ocre (MFO) y Miembro Ferrífero Superior (MFS). B- Contacto (Línea de trazo rojo) MDI y MFF. Hacia el tope del MDI se aprecian los clastos fuera de contexto del nivel conglomerádico. C- Detalle del nivel conglomerádico de la imagen B. D- Contacto (línea de trazo rojo) entre el MFO y MFS; FR (Formación Rinconada). E- Areniscas ferruginosas con nódulos Fe-fosfáticos y clasto de chert dispersos (Aff) y el nivel de oolitas (O), en el primer nivel del MFS. F- Detalle del depósito de Aff (Flechas azules), clastos de chert (Flechas amarillas), y concentraciones de ooides (flechas verdes).

El conglomerado a la base del Miembro de Fangolitas Fosilíferas, es cubierto por una sucesión de pelitas y areniscas verdosas de 12 m de espesor, que incluye lentes calcáreas que contienen braquiópodos de la Fauna de *Hirnantia* (Benedetto, 1986), a los que se asocian trilobites de la fauna de *Dalmanitina-Eohomalonotus* (Baldis y Blasco, 1975). Hacia el tope se encuentran ejemplares de graptolitos de la zona de *M. persculptus* (Peralta y Baldis, 1990).

Sección Quebrada Don Braulio

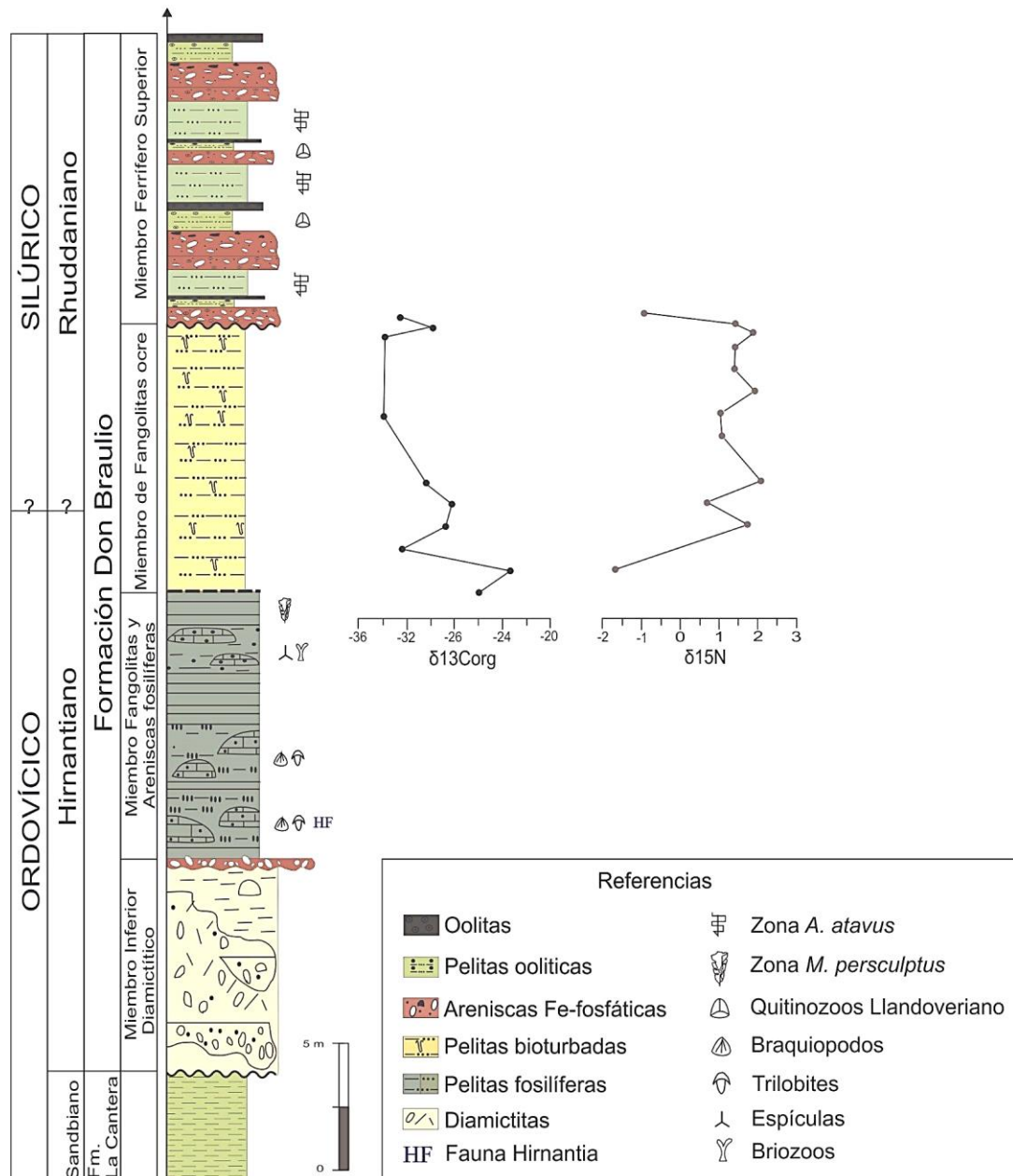


Figura 52. Perfil estratigráfico de la Formación Don Braulio en la sección tipo, mostrando la Fauna de *Hirnantia* (Benedetto, 1986), trilobites (Baldis y Blasco, 1975), espículas de esponjas y briozoos (Jiménez-Sánchez *et al.* 2014), *M. persculptus* (Peralta y Baldis, 1990), *A. atavus* (Peralta, 1985), y palinomorfos (Volkheimer *et al.* 1980), y las curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}$ (Sial *et al.* 2017a) (Modificado de Peralta, 1993b).

La sucesión de pelitas y areniscas es reconocida como el Miembro fosilífero de la Formación Don Braulio, y se encuentra en el tope en contacto transicional con el Miembro de Fangolitas Ocre suprayacente (Fig. 51A, B).

Continúa una secuencia de fangolitas de 12 metros de espesor, de coloración ocre amarillenta, parda y rojiza. Las fangolitas presentan abundante bioturbación y trazas fósiles, sin registro de macrofauna. En la sucesión de fangolitas se puede reconocer una ciclicidad de pelitas de coloración rojiza, grisácea, negra y parda, respectivamente. Los espesores de cada uno de los niveles es milimétrico, y los ciclos solo alcanzan escala centimétrica.

Este depósito fue reconocido por Peralta y Carter (1990a) como Miembro de Fangolitas Ocre de la Formación Don Braulio y se encuentra, hacia el tope, en contacto neto con los depósitos del miembro suprayacentes (Fig. 51D).

La parte superior de la Formación Don Braulio se encuentra representada por el Miembro Ferrífero Superior, compuesto por bancos de oolitas, areniscas ferruginosas y pelitas fosilíferas, con un espesor de 12 m. La sucesión se componen de 5 barras oolíticas, de espesor variable, integradas de base a tope por un nivel de areniscas grisáceas a rojizas con nódulos Fe-fosfáticos y matriz ferruginosa. Continúan areniscas oolíticas con nódulos Fe-fosfáticos dispersos, pelitas grisáceas, un nivel de oolitas negras con clastos de chert dispersos, y hacia el tope areniscas oolíticas con nódulos Fe-fosfático tamaño guijarro y clastos de chert (Fig. 51E, F).

Las barras oolíticas intercalan con pelitas de coloración parda y verdosa, portadoras de palinomorfos (Volkheimer *et al.* 1980) y graptolitos (Peralta, 1985) del Llandoveryano inferior. Hacia el tope la unidad se encuentra en contacto erosivo, paraconcordancia, con la Formación Rinconada de edad devónica (Fig. 52).

DEPÓSITOS TRANSGRESIVOS HIRNANTIANOS EN LA PRECORDILLERA CENTRAL



Litofacies A1: Arenisca Calcárea

Litofacies A2: Conglomerado con clastos de chert

Litofacies A3: Pseudo-conglomerado Fe.fosfático

Naturaleza de las Superficies Transgresivas

Etapas iniciales de la transgresión (Arenisca Calcárea (Litofacies A1)

Consideraciones sobre el conglomerado con clastos de chert (Litofacies A2)

Lag Fosfático (Pseudo-conglomerado Fe-fosfático, Litofacies A3)

7-DEPÓSITOS TRANSGRESIVOS HIRNANTIANOS EN LA PRECORDILLERA CENTRAL.

La base de las formaciones La Chilca, Tambolar y Los Bretes se caracteriza por la ocurrencia de un conglomerado dominado por clastos de chert composicional y texturalmente maduros (Rolleri, 1947; Marchese, 1972; Cuerda *et al.*, 1988; Peralta 2013a). En la zona de Talacasto, en la base de la Formación La Chilca, este conglomerado ha sido denominado como *conglomerado de Talacasto* o *conglomerado basal Silúrico* (Rolleri, 1947), o bien como el *conglomerado basal del Grupo Tucunuco* (Cuerda, 1969). En la sección de los Baños de Talacasto, Marchese, (1972) describe el nivel psefítico como un conspicuo conglomerado integrado por rodados de sílice, con matriz arenosa de coloración gris amarillenta y cemento silíceo. Este material probablemente sería derivado de la subyacente Formación San Juan como resultado de procesos de meteorización y erosión.

Se han realizado estudios sobre el origen del conglomerado basal y su relación con el evento transgresivo postglacial Hirnantiano, en las secciones de Cerro La Chilca (Astini y Benedetto, 1992) y Las Aguaditas (Astini y Piovano, 1992), en un entorno de shoreface, como resultado de la redistribución de sedimentos por la acción de olas y tormentas (Astini y Maretto, 1996). Otros autores han considerado que la parte inferior de la Formación La Chilca se atribuye a depósitos glacimarininos retrabajados, en condiciones de un aumento del nivel del mar y la acción de mareas (Asurmendi *et al.*, 2017, 2018).

Sin embargo, las observaciones realizadas en las secciones y localidades objeto de este estudio, así como los análisis petrográficos y sedimentológicos del conglomerado basal, reflejan nuevos aportes que permiten ampliar su descripción original y reconstrucción paleoambiental. De igual forma se describen e interpretan nuevas litofacies asociadas al conglomerado, como así también superficies erosivas claves en el marco del evento transgresivo postglacial de finales del Ordovícico.

De acuerdo con los estudios realizados en esta tesis, se han reconocido 4 litofacies principales asociadas a los estratos basales de la Formación La Chilca: Areniscas Calcárea (Litofacies A1), Conglomerado con clastos de chert (Litofacies A2), Pseudo-

conglomerado Fe-fosfático (Litofacies A3), Arenisca Oolítica Fe-fosfática (Litofacies B1). Esta última litofacies es considerada en el siguiente ítem “Depósitos oolíticos en la OST de la Precordillera Central y Oriental”.

7.1 Litofacies A1: Areniscas Calcáreas.

Se reconoce en las localidades de Poblete Norte (Fig. 42A, 43) y Gualilán (Fig. 31), en estratos tabulares, con espesor variable entre 10 y 30 cm. Desde el punto de vista estratigráfico, se encuentra ubicada entre las calizas de la Formación San Juan y la litofacies A2 descritas en este trabajo, mediante superficies erosivas paraconcordantes (Fig. 31, 43).

Esta litofacies está representada por una areniscas compuesta por granos de cuarzo y calcedonia como componentes principales (60-75%), calcita (7-10%) glauconita (3-5%), fosfatos (3-5%), minerales pesados y fragmentos fósiles (< 5%) (Fig. 53). Los granos son de tamaño arena fina a muy fina, subangulosos a subredondeados, con buena a moderada selección y fabrica grano sostén. Presenta fragmentos orgánicos probablemente de trilobites y ostrácodos. La matriz es de coloración parda y composición carbonática, y presenta sectores con cemento carbonático.

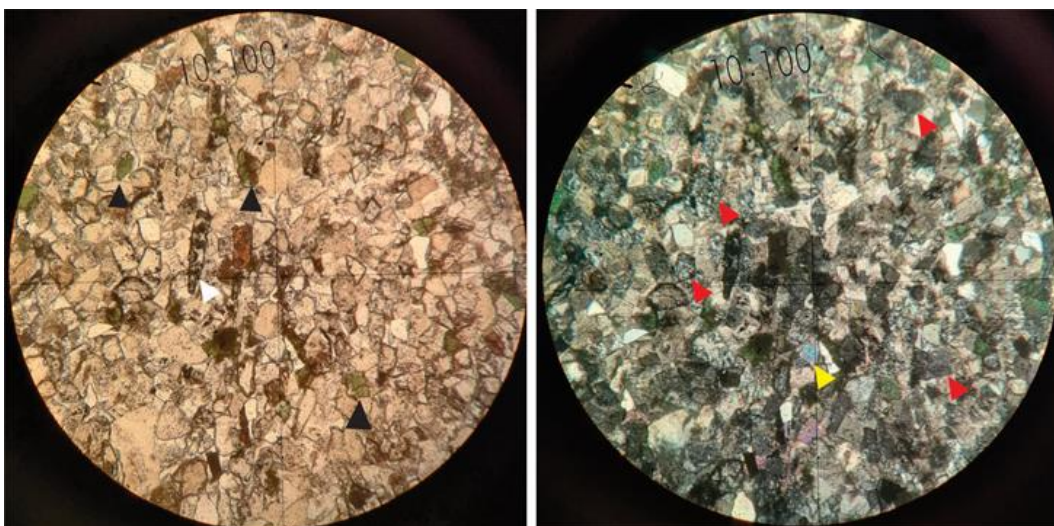


Figura 53. Fotomicrografías litofacies A1, N// (Izquierda) Nx (derecha). Componentes principales de la litofacies: Chert y calcedonia (flecha roja), glauconita (flecha negra), fosfatos (flecha amarilla) y fragmento orgánico (flecha blanca).

Acorde con los datos petrográfico, esta litofacies corresponde a un vaque cuarzoso por el porcentaje de componentes silíceos (según clasificación de Pettijohn *et al.*, 1987).

Sin embargo, el alto contenido de elementos carbonáticos en la matriz y granos tamaño arena, le confieren la denominación macroscópica de arenisca calcárea.

Interpretación paleoambiental de la litofacies A1:

Los componentes siliciclásticos, matriz carbonática y fragmentos orgánicos indican un ambiente mixto, con frecuente aporte de sedimentos detríticos a la cuenca, posteriormente mezclados por las corrientes y el oleaje (Vaziri *et al.*, 2012). La selección, tamaño del grano y litología, indican ambiente de *shoreface* inferior a medio (Liu y Zarillo, 1989; Pemberton *et al.*, 2012). La presencia de glauconita es un indicador de baja tasa de sedimentación, condiciones de baja oxigenación y ambiente poco profundo en la interfase agua-sedimento, posiblemente en una plataforma media a superior (El Albani *et al.*, 2005).

7.2 Litofacies A2: Conglomerado con clastos de chert.

En esta litofacies se describe el denominado *conglomerado basal de la Formación La Chilca*, presente en las secciones de Baños de Talacasto, Quebrada Ancha, Poblete Sur y Gualilán; sin registro en las secciones de Cerro La Chilca y Quebrada de Don Braulio. También ha sido reconocida en la base de las formaciones Los Bretes (sección de Cerro Blanco de Pachaco) y Tambolar (sección Portezuelo del Tambolar). En esta litofacies también se incluye el nivel psefítico con clastos de chert, con característica de depósito residual (*lag deposit*), a la base de la Formación La Chilca y en contacto erosivo con el tope de la Formación San Juan, observado en la sección del cordón del Cerro Blanco de Gualilán (Ver Fig. 29). Este nivel presenta un espesor no mayor de 10 cm, observándose en parte fábrica clasto-sostén y en parte matriz-soportada.

Esta litofacies se encuentra en contacto erosivo paraconcordante con el tope de la Formación San Juan en las secciones de Baños de Talacasto, Quebrada Ancha, Poblete Sur, Cerro Blanco de Pachaco y Portezuelo del Tambolar, excepto en la sección de Poblete Norte, donde está en contacto erosivo con la litofacies A1 (arenisca calcárea). En la sección de Baños de Talacasto, esta litofacies es cubierta mediante superficie transgresiva por pelitas hirmantianas de la base de la Formación La Chilca.

En la sección de Quebrada Ancha y Poblete Sur, el tope de la litofacies A2 es cubierto por la litofacies B1, areniscas oolíticas Fe-fosfáticas. En la sección de Poblete Norte, se encuentra cubierta por la litofacies A3, pseudo-conglomerado Fe-fosfático. En la

sección de Cerro Blanco de Pachaco, esta litofacies es cubierta por pelitas transgresivas de la parte inferior de la Formación Los Bretes. En el Portezuelo del Tambolar, la litofacies A2 infrayace a pelitas transgresivas del Miembro Inferior de la Formación Tambolar.

La litofacies A2 corresponde a un depósito conglomerádico en capas amalgamadas, de forma tabular, cuyo espesor varía de 10 a 90 cm. Está constituido por 80% de componentes silíceos (chert, calcedonia y cuarzo monocristalino), 15% de calizas y 5% de fragmentos bioclásticos. Los clastos tienen tamaño sábulo a guija fina (2- 8 mm) y en menor proporción guijarros (64-128 mm), de regular a bien seleccionados, con fábrica matriz-sostén hacia la base y clasto sostén hacia el tope. En la base los clastos presentan orientación paralela a la estratificación (Fig. 54).

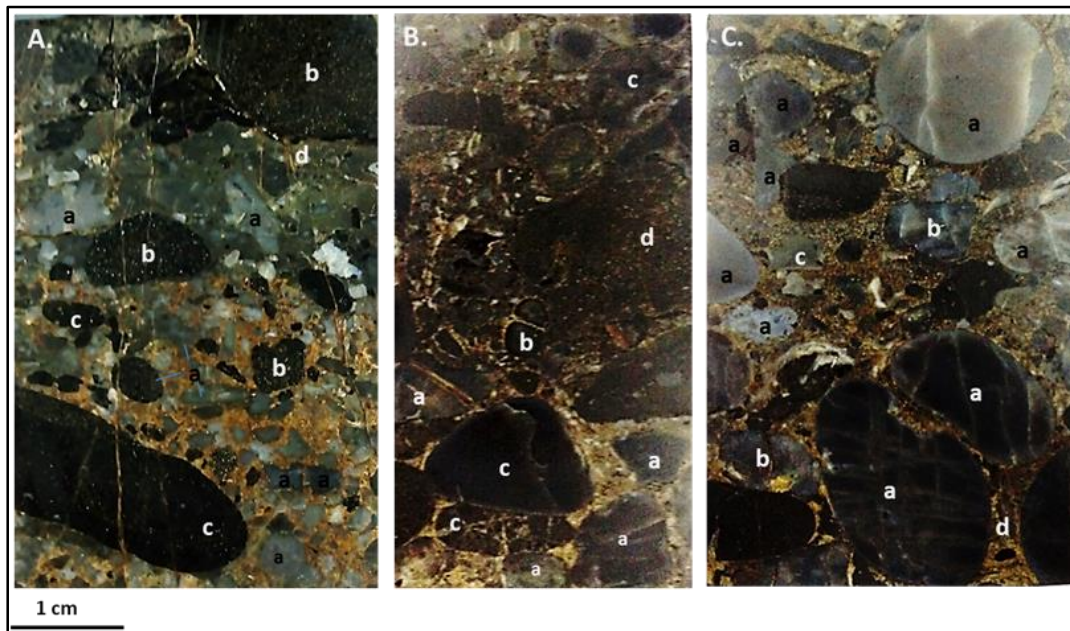


Figura 54. Secciones pulidas del conglomerado con clastos de chert de la Formación La Chilca en las secciones de: A) Poblete Sur, B) Quebrada Ancha y C) Baños de Talacasto. a- Chert, b- Calcedonia, c- Líticos (calizas); d- Micrita.

Los clastos silíceos son de chert y calcedonia, predominando el primero, con bordes subredondeados a bien redondeados y alto grado de esfericidad. Al microscopio, los clastos de chert y la calcedonia presentan dolomitización, pátinas de óxidos de hierro y microfracturas rellenas de cuarzo. Entre los fragmentos líticos se reconocen clastos de caliza y pelíticos, con bordes sub-angulosos a subredondeados y con bajo a alto grado de esfericidad. Los fragmentos bioclásticos son escasos, indeterminados, con alteración por óxidos de hierro.

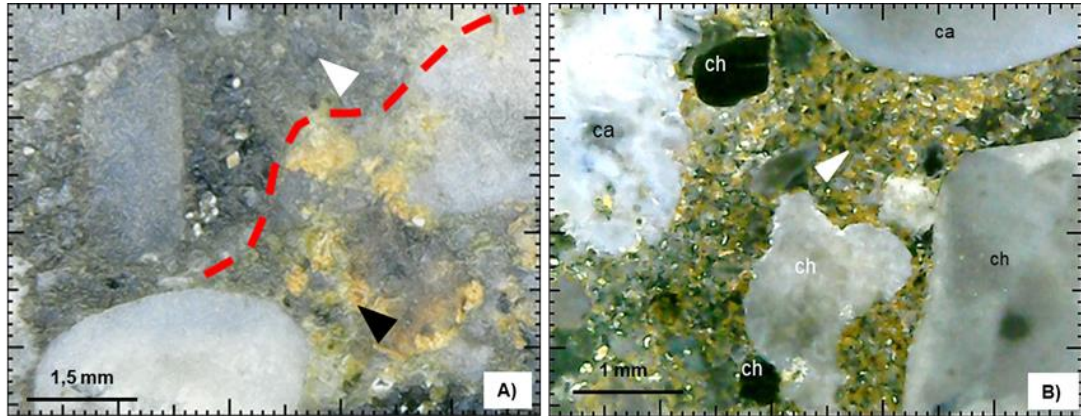


Figura 55. Secciones delgadas del conglomerado con clastos de chert en Baños de Talacasto. A) Contacto (línea de trazo rojo) entre la matriz detrítica no oxidada (flecha blanca) y oxidada (flecha negra). B) Detalle de A, mostrando la matriz detrítica ferruginosa (flecha negra en A), y granos de chert (ch) y calcedonia (ca) flotando en la matriz no oxidada (flecha blanca).

El contenido de matriz es moderado, disminuyendo de base a tope (Fig. 55A, B). La matriz es arenosa, de composición polimíctica, con granos de cuarzo monocristalino y policristalino, y fragmentos de calizas de tamaño arena muy fina a fina. La coloración parda a rojiza de la matriz se debe a la presencia de óxidos e hidróxidos de hierro (limonita) (Fig. 55C, D). También se observa cemento calcáreo con restos de la micrita original. De acuerdo con los resultados macro y microscópicos, la litofacies A2 corresponde a un Ortoconglomerado Sublítico (según clasificación de Limarino *et al.*, 1996).

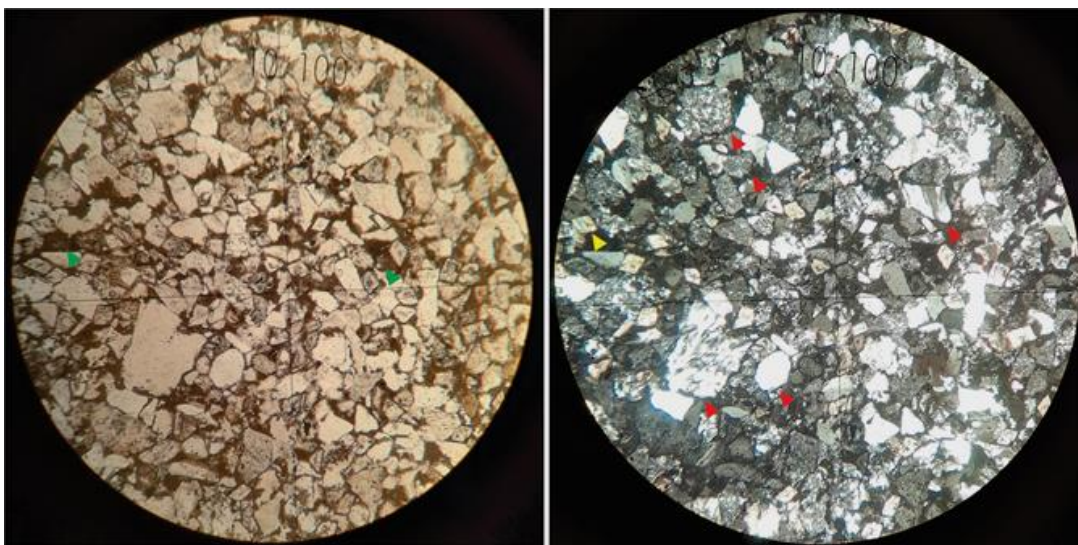


Figura 56. Fotomicrografías litofacies A2, N// (Izquierda) Nx (derecha) A) Componentes principales: Chert y calcedonia (flecha roja), fosfatos (flecha amarilla) y matriz limolítica (flecha verde).

Es de hacer notar, que en la sección de Poblete Norte, que entre las litofacies A1 y A3 se observa una sublitofacies de A2, representada por un nivel de arenisca media a gruesa, compuesta por granos de calcedonia, chert y cuarzo monocristalino (85-90%), y de calizas, fosfatos y fragmentos de micrita (<10%) (Fig. 56). La matriz es de coloración parda y composición limolítica. Según la clasificación de Pettijohn *et al.*, (1987), corresponde a una arenisca cuarzosa.

Análisis estadístico:

Un análisis estadístico de 94 clastos distribuidos de la siguiente forma: 31 clastos de Poblete Sur (PS), 33 clastos de Quebrada Ancha (QA) y 30 clastos de Baños de Talacasto (BT), fue realizado siguiendo la metodología de Tucker (2003). Este análisis se realizó con la finalidad de establecer la distribución de las formas de los clastos en las capas psefíticas, que conforman esta litofacies en la localidad de Sierra de Talacasto, así como la evaluación de los parámetros texturales de la roca; distribución del tamaño del grano, clase granulométrica de mayor representación en el sedimento (Moda), punto medio de la distribución granulométrica (Mediana), diámetro promedio (Media), dispersión granulométrica de la partícula (Selección), tendencia a partículas gruesas o finas (Asimetría), y finalmente la agudeza de la distribución granulométrica (Kurtosis). Los resultados obtenidos se pueden observar en la figura 57.

La sección de Poblete Sur posee una población, con tamaño promedio de partículas sábulos (-1,17), buena selección de los clastos (0,61) y distribución muy asimétrica negativa que indica exceso de partículas gruesas en el depósito. La sección de Quebrada Ancha muestra una población dominada por clastos de sábulo como tamaño promedio, la muestra refleja una moderada selección y mantiene la tendencia de partículas gruesas.

La sección de Baños de Talacasto muestra dos poblaciones detríticas principales, sábulo y guija fina, con tamaño promedio de guija fina, muy mala selección (1,2) y un equilibrio entre las partículas gruesas (gravas) y tamaño (arenas) (Asimetría de 0,1). En ambos métodos los clastos tamaño guijarro se comportan como elementos atípicos.

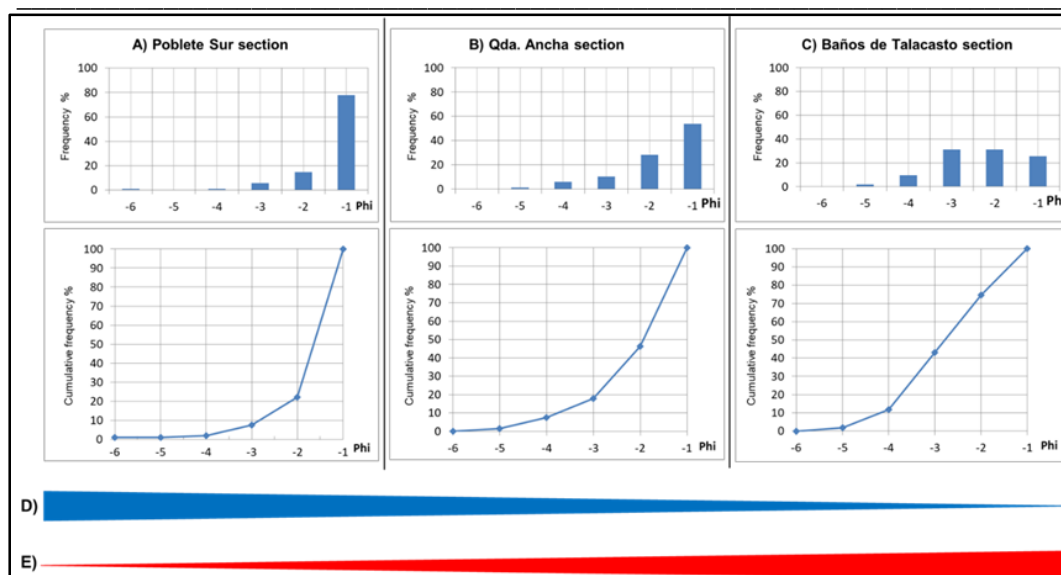


Figura 57. Histogramas de frecuencia y de frecuencia acumulada en las secciones de A) Poblete Sur, N = 31; B) Quebrada Ancha, N = 33; C) Baños de Talacasto, N = 30. Los histogramas de frecuencia muestran una distribución unimodal para las secciones en A) y B), y una distribución bimodal en C). Curva de frecuencia acumulada, muestra la distribución de elementos gruesos a la izquierda y más finos a la derecha para cada sección. D) Patrón decreciente en la selección y contenido de matriz, desde los tramos de Poblete Sur hasta Baños de Talacasto. E) Se muestra un notorio aumento de la asimetría (de acuerdo con el histograma de frecuencias acumuladas), de la redondez y la esfericidad (de acuerdo con Zingg, 1935; Powers, 1982).

Interpretación paleoambiental de la litofacies A2:

La madurez textural, fábrica y la naturaleza de los clastos y la matriz indican que la litofacies A2 se desarrolló en un entorno dominado por tormentas y oleaje, como sugieren autores previos (Astini y Piovano, 1992 sección Las Aguaditas; Astini y Benedetto, 1992 sección Cerro La Chilca). Los clastos presentan bordes subredondeados y alta esfericidad, como resultado de su constante reelaboración a lo largo de la playa y su distribución depende de la energía de las olas y la morfología de la cuenca (Clifton, 2003).

El análisis litológico y textural de los clastos sugiere una procedencia de la Formación San Juan, en coherencia con lo planteado por Marchese (1972), como resultado del levantamiento del Arco Tambolar y la consiguiente profundización de la cuenca hacia el norte. Esto también está respaldado por la distribución paleoambiental de las icnofacies (Peralta y Carter, 1990b), y por el registro de *Fauna Leangella* del Wenlockiano tardío en el área del río San Juan (Benedetto y Franciosi, 1998; Peralta

2013a). La presencia de cuarzo policristalino en la matriz, sugiere un área metamórfica de bajo grado como fuente secundaria (Tortosa *et al.*, 1988).

7.3 Litofacies A3: Pseudo-conglomerado Fe-fosfático.

La litofacies A3 puede ser reconocida en las secciones de Gualilán, Cerro La Chilca, Poblete Norte y Quebrada Ancha. Esta litofacies se encuentra en contacto neto con la litofacies A2 (conglomerado con clastos de chert) en la sección de Poblete Norte, y hacia el tope es cubierta en igual relación por la litofacies B1, arenisca oolítica Fe-fosfática. En la sección de Cerro La Chilca, la litofacies A3 se presenta en la base de la Formación La Chilca, en ausencia del conglomerado con clastos de chert (litofacies A2), y en contacto erosivo con la unidad infrayacente, Formación Don Braulio; y hacia el tope es cubierta por la litofacies B1.

Corresponde a un pseudo-conglomerado de espesor variable, entre 15-33 cm, y geometría tabular. Está compuesto por una arenisca fina a media, matriz-sostén (base) a clasto-sostén (tope), de coloración rojiza, con nódulos fosfáticos, Fe-fosfáticos y clastos de chert tamaño guija a guijarro.

La parte media y superior de la litofacies es de color amarillento a marrón rojizo, lo que sugiere la presencia de hierro y fosfato en la matriz (Fig. 58A). Hacia la parte superior se observa un marcado aumento en la población de nódulos de Fe-fosfato y de clastos de chert. Los clastos de chert poseen bordes redondeados y alta esfericidad, y bajo el microscopio presentan recubrimiento de óxidos de hierro.

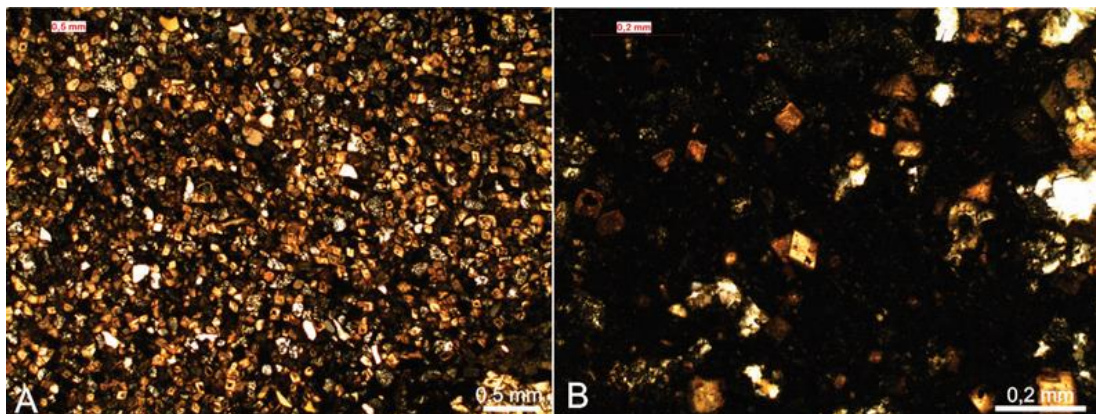


Figura 58. Fotomicrografías (Nx) de la litofacies A3. A) Matriz arenosa polimímica enriquecida en Fe. B) Detalle de A, mostrando la matriz de limolita oxidada.

La matriz es de arena muy fina y composición limolítica y fosfática, hacia la base se observa cemento carbonático y dolomitización (Fig. 58B). Los clastos de chert y los componentes de la matriz presentan características similares a las observadas en la litofacies A2, en las secciones de Baños de Talacasto, Quebrada Ancha y Poblete Sur.

Interpretación paleoambiental de la litofacies A3:

La presencia de nódulos fosfáticos en la litofacies A3 sugiere un entorno de baja energía. La precipitación de apatita pudo haber sido favorecida por el desarrollo de condiciones anóxicas (Frakes y Bolton, 1984; Siy, 1988). Un escenario diferente sugiere que los nódulos enriquecidos con fosfatos (P_2O_5) (internamente homogéneos) probablemente reemplazaron a los precursores de los nódulos de calcita en condiciones subóxicas (Marshall-Neil y Ruffell, 2004). La presencia de clastos de chert y una matriz arenosa, sugieren el retrabajo de los depósitos preexistentes durante las primeras etapas de la acción del oleaje en la cercanía de la costa (Baraboshkin, 2008). En la parte superior de esta litofacies, la acumulación de nódulos fosfáticos y clastos de chert sería el resultado de la disminución progresiva de la energía y de la baja tasa de sedimentación. El análisis litológico sugiere que los clastos de chert y los componentes de la matriz provendrían de las mismas fuentes de aporte de la litofacies A2.

7.4 Discusión

7.4.1 Naturaleza de las Superficies Transgresivas

Los estratos basales de la Formación La Chilca, litofacies A1-A2-A3, se encuentran en contacto con las unidades infrayacentes a través de disconformidades, acorde con las clasificaciones de Blackwelder (1909), Cattaneo y Steel (2003), Miall (2016) y Kabanov (2017). Debido a las variaciones laterales de las litofacies, se hizo necesario estudiar las características de estas superficies erosivas, con la finalidad de establecer una jerarquía para las superficies transgresivas que caracterizan la base de la Formación La Chilca.

Superficie Transgresiva (*Transgressive Surface*, TS)

La definición de una superficie transgresiva (TS) responde a diferentes criterios, basados en las litofacies asociadas, posición relativa del nivel del mar, posición de la

línea de costa, entre otros. Una TS puede ser definida como aquella superficie de inundación, en la plataforma marina (Haq *et al.*, 1988), separando los estratos de la máxima regresión de los estratos transgresivos (Embry 1993, 1995). Cattaneo y Steel (2003) caracterizan a esta superficie como la primera superficie de inundación marina en la plataforma.

De acuerdo con estos criterios, la paraconcordancia a la base de la Formación La Chilca representa una superficie transgresiva (TS). Esta superficie estaría indicando un cambio en la línea de costa y el inicio del ascenso rápido del nivel del mar, durante el evento transgresivo postglacial himantiano. En las secciones de Poblete Norte y Gualilán, la TS se registra a la base de la primera litofacies que indica profundización de la cuenca, la cual corresponde a la litofacies A1.

En las secciones de Poblete Sur, Cerro La Chilca, Baños de Talacasto, Portezuelo del Tambolar y Cerro Blanco de Pachaco, la superficie erosiva a la base de la Formación La Chilca es más notorio debido a que la superficie de ravinamiento se superpone con la TS.

Superficie de Ravinamiento por Oleaje (*Wave Ravinement Surface, wRs*)

De acuerdo con Posamentier y Allen (1999) y Cattaneo y Steel (2003), durante la transgresión, el movimiento del oleaje en dirección a la costa es relativamente lento y el proceso de erosión por la acción de las olas (ravinamiento) es prolongado, retrabajando y redepositando el material. El resultado es un retroceso del *shoreface* y la formación de una superficie erosiva, superficie de ravinamiento, que por definición tendría carácter diacrónico, erosivo y subaéreo (Clifton, 2003). Su extensión depende principalmente del gradiente de la superficie transgredida y de la amplitud del aumento relativo del nivel del mar. El principal elemento de reconocimiento es la presencia de depósitos de rezago, en cuya base se encuentra la superficie de ravinamiento (Cattaneo y Steel, 2003; Zecchin *et al.*, 2019).

La caracterización de la litofacies A2 (*lag* transgresivo) y A3 (*lag* fosfático), permite definir la superficie erosiva a la base de los mismos, como una superficie de ravinamiento. Debido a que la litofacies A2 está relacionada con un ambiente dominado por oleaje y tormentas, la superficie de ravinamiento también ha sido originada por el mismo agente, de acuerdo con el modelo de Cattaneo y Steel (2003).

En este sentido, esta superficie corresponde con una superficie de ravinamiento por oleaje (wRs).

La wRs puede ser reconocida en las secciones de Gualilán y Poblete Norte, en la base de la Litofacies A2 y A3 respectivamente. En las secciones de Cerro La Chilca, Quebrada Ancha, Poblete Sur, Cerro Blanco de Pachaco y Portezuelo del Tambolar, la wRs se superpone a la TS. Existen casos en el que durante la formación de la wRs, el oleaje puede retrabajar superficies previamente formadas, tales como la TS, transformándose en un límite de secuencia (Cattaneo and Steel, 2003; Catuneanu, 2006; Zecchin y Catuneanu, 2013; Zecchin *et al.*, 2019). Es por ello que en las localidades antes mencionadas, donde se presenta la wRs superpuesta a la TS, se considera que estas superficies representan el límite inferior del cortejo transgresivo (SB, *Sequence boundary*), característico de la base de las formaciones La Chilca, Los Bretes y Tambolar.

La superposición de ambas superficies, TS y wRs, también puede reconocerse en otras secciones de Precordillera Central, como por ejemplo en las secciones de Mogotes Azules, Las Aguaditas, Sierra de la Invernada y Sierra de la Dehesa. En estas localidades la base de la sucesión del Hirmantiano-Silúrico, se caracteriza por la presencia de un conglomerado con clastos de chert (litofacies A2), en contacto erosivo con las unidades infrayacentes. Esta superposición de las superficies se debería a un control tecto-sedimentario ejercido por la acción del Alto del Tambolar (ver ítem 11.1.2).

7.4.2 Etapa Inicial de la Transgresión (Arenisca Calcárea, Litofacies A1).

El registro de areniscas calcáreas, litofacies A1, a la base de la Formación La Chilca estaría indicando un retardo en la transgresión, la cual estaría siendo controlada por la acción del Alto del Tambolar. Esta litofacies se habría desarrollado en las etapas iniciales de la transgresión, a lo largo de la TS, de acuerdo con los modelos de Cattaneo y Steel (2003). El registro de la WRs al tope de la litofacies A1 estaría indicando un cambio en la sedimentación, de facies menos profundas (litofacies A1) a facies más profundas (litofacies A2), ello en coherencia con Cattaneo y Steel (2003) y Poyatos-Moré *et al.* (2022). De igual forma podría considerarse un suministro terrígeno introducido a la cuenca en la etapa temprana de la transgresión (Clifton, 2003).

Un modelo alternativo plantea que la presencia de areniscas calcáreas podría sugerir una progradación, en donde la plataforma habría recibido suministro ocasional de sedimentos siliciclásticos de grano grueso, probablemente condicionado por regresiones forzadas (Poyatos-Moré *et al.* 2022).

7.4.3 Consideraciones sobre el conglomerado con clastos de chert (Litofacies A2)

***Lag* Transgresivo**

La caracterización sedimentológica de un depósito de rezago o *lag* ha sido ampliamente discutida por Van Wagoner *et al.*, (1990), Posamentier y Allen (1999), Cattaneo y Steel (2003), Yang *et al.*, (2003), Myrow *et al.*, (2004), Zecchin *et al.*, (2017). De acuerdo con los criterios sedimentológicos y paleoambientales definidos por los autores previos, atributos como geometría tabular, espesor entre 15- 60 cm, presencia de clastos de chert, calcedonia y calizas con bordes redondeados, formas principalmente esféricas y cilíndrica, y una superficie erosiva de ravinamiento en la base del depósito, permiten denominar a la litofacies A2 como un depósito de rezago o *lag*. La caracterización del conglomerado basal de la Formación La Chilca como un *lag* transgresivo ha sido mencionada anteriormente por Astini y Piovano (1992) y Astini y Maretto (1996).

Desde el punto de vista de estratigrafía secuencial, la litofacies A2 representa un elemento característico de los sistemas transgresivos, en especial de aquellos sistemas dominados por oleaje (Litosomas tipo C de Cattaneo y Steel, 2003), caracterizado por la presencia de clastos retrabajados de rocas preexistentes (Clifton, 2003). Desde un punto de vista estratigráfico, esta litofacies se considera un horizonte condensado, en términos de Gómez y Fernández (1992), indicativo de la máxima profundización durante el pulso transgresivo (Ver ítem 13.2). Esto es avalado por el amplio intervalo temporal de la condensación estratigráfica de la Formación La Chilca (ver ítem 11.2), las características litológicas y paleoambientales de la litofacies A2, su naturaleza transgresiva y extensión en la cuenca de la Precordillera Central. Todo ello considerando el basculamiento de la cuenca del Hirnantiano-Silúrico hacia el norte, con desarrollo de facies someras hacia el área de Talacasto-La Dehesa (Peralta, 2013a).

Modelo de Playa Gruesa

En las secciones de Gualilán, Poblete Norte, Quebrada Ancha, Baños de Talacasto, Pachaco y Tambolar, el conglomerado con clastos de chert (Litofacies A2) se superpone en contacto erosivo a diferentes litofacies de la Formación San Juan del Ordovícico Temprano (Baldis y Beresi, 1981; Beresi, 1986, 1991; Soria *et al.*, 2013). Sin embargo, en la sección de Poblete Sur, el conglomerado sobreyace a la sucesión de pelitas verdes del Ordovícico Superior; y en la sección de Cerro La Chilca sobreyace a depósitos de la Formación Don Braulio portadores de fósiles del Ordovícico Superior (Astini y Benedetto, 1992).

La edad hirnantiana del conglomerado está documentada por el registro de la biozona de *M. persculptus* en el área de Talacasto (Cuerda *et al.*, 1988; Lenz *et al.*, 2003; López *et al.*, 2020). En la sección de Las Aguaditas (Astini y Piovano, 1992), y Cerro La Chilca (Astini y Benedetto, 1992), la parte inferior de la Formación La Chilca, se caracteriza como depósitos de plataforma interna, mientras que en el área de Talacasto, un ambiente de rampa siliciclástica ha sido sugerido por Asurmendi *et al.*, (2017, 2018).

El conglomerado se considera el resultado del evento transgresivo postglacial del hirnantiano (Astini y Piovano, 1992; Peralta 2006, 2007; Benedetto y Cocks, 2009), desarrollado en el *shoreface* (Astini y Piovano 1992; Astini y Benedetto, 1992), como resultado de la redistribución de sedimentos por la acción del oleaje y las tormentas (Astini y Maretto, 1996).

El análisis sedimentológico (características litológicas, texturales y fabrica) sugiere el desarrollo de un ambiente de playa de grano grueso transgresiva (*transgressive gravel beach*), con más de una zona de ruptura, caracterizada por la acumulación de depósitos gruesos y por la deficiencia o ausencia de depósitos arenosos (Arche, 2010) (Fig. 59A). Esto puede atribuirse a la morfología de la cuenca durante un rápido aumento postglacial del nivel del mar, lo que podría haber modificado la trayectoria de los sedimentos antes de llegar a la costa (Postma y Nemeč, 1990).

La deficiencia o ausencia de facies arenosas asociadas con el conglomerado sugiere que en el ambiente de playa no se desarrolló una zona de transición. Según Clifton (2003), como la costa carece de arena, el conglomerado consiste en un depósito de grava de capas delgadas, ampliamente extendido en la zona costera. A medida que

aumenta el nivel del mar, el conglomerado se desplaza hacia la costa y permanece como un rezago transgresivo (*lag transgressive*) en el que predominan las formas esféricas (Bluck, 1999), sobre una superficie erosiva (Clifton, 1981, 2003; Siggerud *et al.*, 2000).

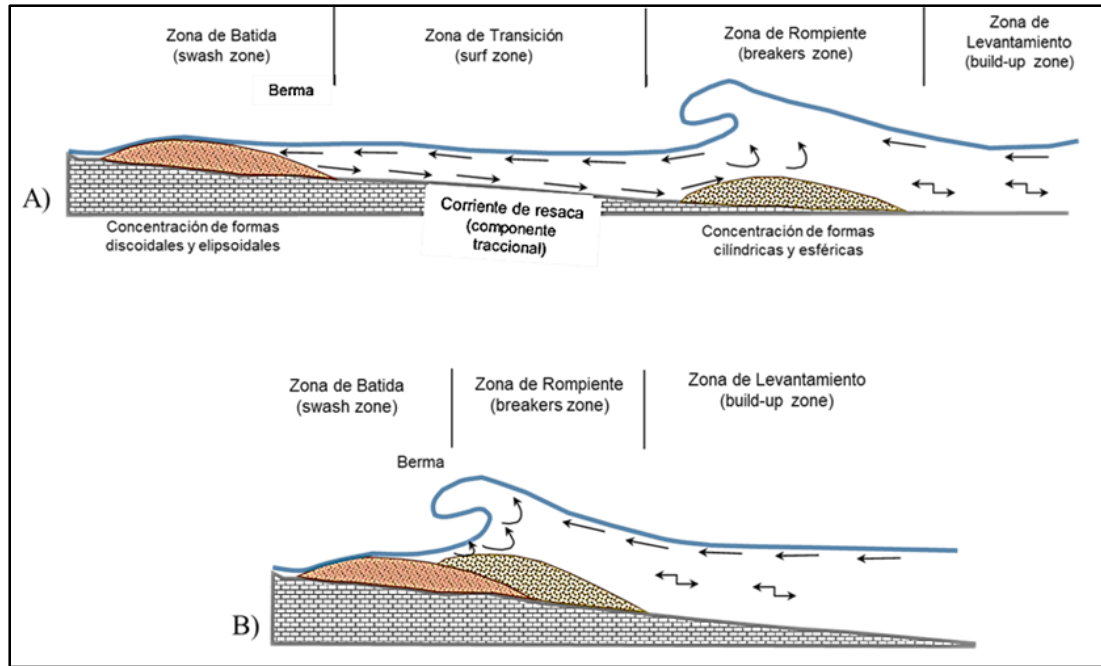


Figura 59. A- Modelo de playa integrado considerando las características texturales de los clastos en cada una de las zonas. B- Se muestra el proceso en una playa de grava, sin zona de transición. El conglomerado basal (Lithofacies A2 en este trabajo), sería el resultado de este tipo de acumulaciones. (Modificado de Arche, 1992 y Spalletti, 2007).

Debido a la acción del Alto del Tambolar y la rápida transgresión postglacial Hirnantiana, la playa no se consolidó y el espacio de acumulación se reduce verticalmente, resultando en un delgado depósito conglomerádico, extendido a lo largo de la Precordillera Central, según el modelo propuesto por Yang (2007). De acuerdo a los resultados obtenidos, el conglomerado basal transgresivo sería el resultado de dos eventos (Fig 59). El primero, produjo un nivel basal, de 10 a 15 cm de espesor, relacionado con el depósito de berma en la zona de rotura, suprayacente a la Formación San Juan. El segundo produjo un depósito de grava en capas delgadas, de 10-15 cm de espesor, extendido lateralmente en la zona costera, en la parte superior de la berma (Fig 59B). Modelos y procesos similares han sido descritos en la Formación Merced en el sur de San Francisco-California (Clifton, 2003), Formación Snowy Range en el norte de Wyoming y sur de Montana (Myrow *et al.*, 2004), Arena Mjø1ner (Kimmeridgian), Graben Central- Mar del Norte (Cattaneo y Steel, 2003).

Variaciones laterales de la litofacies A2 en la Precordillera Central.

La descripción del conglomerado basal de la Formación la Chilca como un nivel psefítico mantiforme fue realizada por diversos autores (Rolleri, 1947; Marchese, 1972; Beresi, 1986; Baldis *et al.*, 1984b). Sin embargo, este nivel expone variaciones laterales en las secciones estudiadas, las cuales no han sido descritas al presente. En la sección de Gualilán, el depósito psefítico registra el mayor espesor, entre 60 y 90 cm, así como dos poblaciones detríticas y moderada selección.

En Baños de Talacasto, el conglomerado también presenta dos poblaciones detríticas para los clastos de chert, que exhiben mala selección, alta redondez y esfericidad, mientras que los clastos de caliza muestran bordes subredondeados y baja esfericidad. En Quebrada Ancha, predominan clastos redondeados de chert con baja esfericidad. Los componentes líticos (caliza) y los fragmentos de la matriz, exhiben una redondez moderada y una baja a alta esfericidad. En esta sección, los clastos de chert y calizas muestran orientación en la base y hacia el tope la estructura interna es masiva. La matriz de micrita se encuentra en el nivel basal del conglomerado.

En Poblete Sur, el conglomerado presenta una disminución en el tamaño de los clastos de chert y caliza (sábulo), y un aumento en el porcentaje de estos últimos; la fábrica es matriz-sostén en la base y clastos-sostén en la parte superior. Esta sección es hasta el presente, la única que presenta escasos fragmentos bioclásticos (Fig. 60). La sección de Poblete Norte es la única en la que se reconoce la subfacies arenosa de la litofacies A2, y no se observan clastos de chert o de caliza. Sin embargo, la composición de la matriz (limolita) es similar a las observadas en las secciones de Quebrada Ancha, Poblete Sur y Baños de Talacasto en la misma litofacies.

En la sección de Pachaco, el conglomerado basal está compuesto en un 90% por clastos de chert bien seleccionados, tamaño guija, con bordes subredondeados y baja esfericidad. La composición de la matriz varía de un sector a otro del afloramiento; presenta en partes una matriz fangolítica de coloración rojiza a morada (posiblemente siderítica), con sectores de oxidación por meteorización. En otras partes del afloramiento, la matriz es de arena fina a muy fina, composición limolítica y coloración parda oscura, similar a la observada en la sección del Tambolar y Talacasto.



Figura 60. Variaciones laterales de la litofacies A2, conglomerado basal con clastos de chert, en las áreas de estudio. Véanse detalles de la descripción en el texto.

En la sección del Tambolar, el conglomerado registra el menor espesor de todas las secciones estudiadas, entre 5 y 13 cm. En su composición, predominan clastos de chert en un 85% tamaño guijarro con bordes subredondeados y baja esfericidad. La matriz limolítica es de coloración rojiza oscura a morada (Fig. 60).

Esta litofacies puede encontrarse en contacto erosivo (paraconcordancia) sobre las calizas la Formación San Juan (Fig. 31, 37, 39, 41, 46) o suprayacente a la litofacies A1 (Fig. 43), o bien sobre pelitas verdes del Ordovícico Superior mencionadas en esta Tesis. Hacia el tope el contacto es neto y varía según la localidad, en la secciones de Gualilán, Quebrada Ancha, Poblete Norte y Poblete Sur se encuentra en contacto con los niveles ferruginosos y oolíticos de la base de la Formación La Chilca (Fig. 31, 39, 41, 43); en la sección de Baños de Talacasto, es cubierta por las pelitas con graptolitos de la Zona de *M. persculptus* de la Formación La Chilca (Fig. 37). En la sección de Pachaco, es cubierta por pelitas del Miembro de Fangolitas Verdes de las Formación Los Bretes, y en la sección de Tambolar por pelitas verdes y moradas del miembro inferior de la Formación Tambolar (Fig. 46).

La distribución de la litofacies A2 en la Precordillera Central muestra un control tecto-sedimentario por parte del Alto del Tambolar (Ver ítem 11.2). De acuerdo con Peralta (2013a), el control del alto estructural, favoreció el desarrollo de facies más someras en dirección al alto estructural. Esto habría permitido un mayor enriquecimiento de

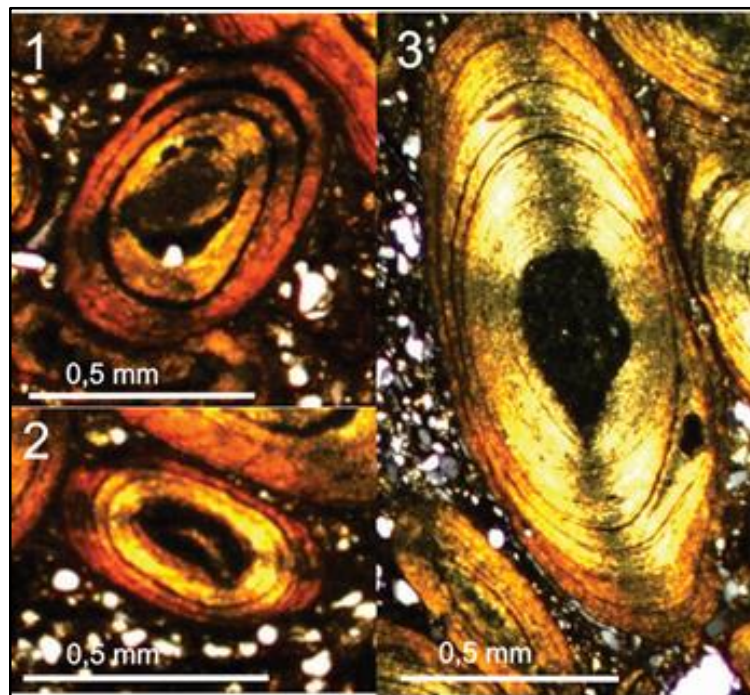
hierro de la litofacies A2, desde del área de Talacasto hacia el área de Pachaco, donde se registran las facies más ferruginosas del *lag* transgresivo.

7.4.4 *Lag* Fosfático (Pesudo-conglomerado Fe-fosfático, Litofacies A3).

La litofacies A3 se interpreta como un depósito de rezago o *lag* fosfático debido a las características litológicas y paleoambientales de la litofacies. Este rezago se habría originado por el retrabajo de depósitos preexistentes, tales como el chert, durante un episodio de máximo avance del nivel mar en el tercer pulso transgresivo (Ver ítem 13.2). Durante este evento ocurre la precipitación de fosfato como resultado del proceso de condensación (Simandi *et al.*, 2012), en condiciones de menor profundidad relativa que en la litofacies A2 (Young, 1992). Esta condensación estaría ligada a un ambiente de plataforma profunda, durante las etapas de máxima transgresión (Gómez y Fernández, 1992; Baraboshkin 2008). Se han registrado secciones condensadas similares a la litofacies A3, en el sistema transgresivo de la rampa del Ordovícico Temprano-Medio de la placa rusa (Zaitsev y Baraboshkin, 2006).

Al igual que la litofacies A2, la litofacies A3 habría estado controlada por el Alto del Tambolar. Sin embargo, la marcada restricción en la distribución de esta litofacies en la secciones de Cerro La Chilca y área de Talacasto, estaría asociada también con el movimiento diferencial de los respectivos bloques durante el Hirnantiano medio (ver ítem 11.1).

DEPÓSITOS DE *IRONSTONE* EN LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL



Depósitos Ferruginosos hiranantianos en la Precordillera Central

Depósitos ferruginosos llandoveryanos en la Precordillera Oriental

Correlación de los depósitos de *Ironstone* en la cuenca de la Precordillera.

Correlación de los depósitos de *Ironstone* con depósitos homólogos de Sudamérica.

8-DEPÓSITOS DE *IRONSTONE* EN LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL

Las oolitas ferruginosas se definen como depósitos ferruginosos que contienen rocas siliciclástica y mixtas (siliciclástico-carbonático) compuestas por una proporción significativa de ooides ferruginosos (Young, 1989a; Van Houten, 1992). Estos depósitos ocurrieron sincrónicamente en amplias áreas de la plataforma de Gondwana (Young, 1992), alcanzado su punto máximo entre el Ordovícico y el Devónico, con máximas acumulaciones durante las glaciaciones, en los 30° de latitud sur (Van Houten, 1985). Sin embargo, la distribución paleogeográfica de los ooides enriquecidos en hierro demuestra que no están restringidos por la latitud o la temperatura (Van Houten, 1985).

Los depósitos ferruginosos poseen una composición de más del 15% en peso de Fe (Young, 1989a) y generalmente 5% o más de su volumen son granos cubiertos, ooides, oncoides y pisoides (Salama *et al.*, 2013). Los depósitos de composición ferruginosa y Fe-fosfática asociados a la OST en Argentina, se encuentran distribuidos en Precordillera Oriental (Baldis *et al.*, 1982; Peralta *et al.*, 1985; Astini, 1992b; Peralta, 1993b; Peralta y Carter, 1990a; 1999), Precordillera Central (Beresi, 1978, 1980; Baldis *et al.*, 1982; Peralta *et al.*, 1985) y en la cuenca del Noroeste argentino (NOA) (Benedetto, 1991; Astini *et al.*, 2004; López De Azarevich *et al.*, 2015; Benedetto *et al.*, 2015; Boso *et al.*, 2016).

En la Precordillera Oriental están asociados a secuencias de plataformas dominadas por oleaje, asociado a la zona de *A. atavus*, Miembro Ferrífero Superior de la Formación Don Braulio (Peralta, 1985; Peralta y Carter, 1999; Astini, 1992b). En la Precordillera Central, depósitos de esta naturaleza se encuentran sobre sucesiones transgresivas, que contienen la fauna de *Hirnantia* y trilobites de la forma *Dalmanitina*, Formación Don Braulio en la sección de Cerro La Chilca; e infrayacen a pelitas transgresivas con graptolitos de la biozona de *M. persculptus*, Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca (Cuerda *et al.*, 1988; Astini y Benedetto, 1992; Lenz *et al.*, 2003). La génesis de estos niveles, fauna asociada y su relación con el evento transgresivo postglacial, constituyen características sedimentológicas, paleoclimáticas y paleogeográficas significativas.

La presencia de depósitos ferruginosos y oolíticos en las secciones de Cerro La Chilca, Quebrada Ancha, Poblete Norte, Poblete sur y Quebrada de Don Braulio (Sierra de Villicum) permiten establecer litofacies características, definidas a partir de la composición y forma de los ooides, rasgos de la matriz, marco bioestratigráfico y relaciones estratigráficas.

8.1 Depósitos ferruginosos hirnantianos en la Precordillera Central

8.1.1 Litofacies B1: Arenisca Oolítica Fe-fosfática

Esta litofacies se reconoce en las secciones de Cerro La Chilca, Quebrada Ancha, Poblete Sur y Poblete Norte. Presenta geometría tabular y espesor variable, entre 30 cm a 2 m, está compuesta por areniscas cuarzosas ferruginosas con ooides dispersos, intercalada con pelitas verdes oolíticas, formando ciclos grano-decrecientes en contacto neto. Hacia el tope un nivel de pelitas oolíticas de coloración grisácea a negra marca el cierre del ciclo ferruginoso. La litofacies B1 se encuentra hacia la base en contacto neto con la litofacies A3 (*lag* fosfático) en las secciones de Cerro La Chilca, Poblete Norte y Quebrada Ancha, y con la litofacies A2 (*lag* transgresivo) en la sección de Poblete Sur. Hacia el tope el contacto es neto con las pelitas verdes portadoras de graptolitos de la Zona de *M. persculptus*, en las secciones de Quebrada Ancha y Poblete Norte; y con las areniscas cuarzosas del Miembro Cuarcitas Azules en las secciones de Cerro La Chilca y Poblete Sur. La litofacies B1 ha sido dividida en dos subfacies, debido a la variación lateral y vertical que presenta en las secciones estudiadas.

Subfacies B1Q: Arenisca Cuarzosa oolítica

Se encuentra presente en las secciones de Cerro La Chilca, Poblete Norte y Quebrada Ancha. Corresponde a una arenisca de grano medio, con ooides chamosíticos y Fe-fosfáticos, clastos dispersos de composición silícea (chert), calcáreos, fragmentos líticos y nódulos Fe-fosfáticos, intercalados con pelitas verdes a grisáceas, con ooides y clastos de chert dispersos. Los clastos de chert poseen bordes subanguloso a subredondeados y una moderada selección. La litofacies B1Q registra acritarcos, fragmentos de quitinozoos y esporas en la sección de Quebrada Ancha (ver ítem

10.1.2). Presenta acumulaciones de ooides que reflejan una estructura pseudo-flaser o lenticular (Fig. 61A).

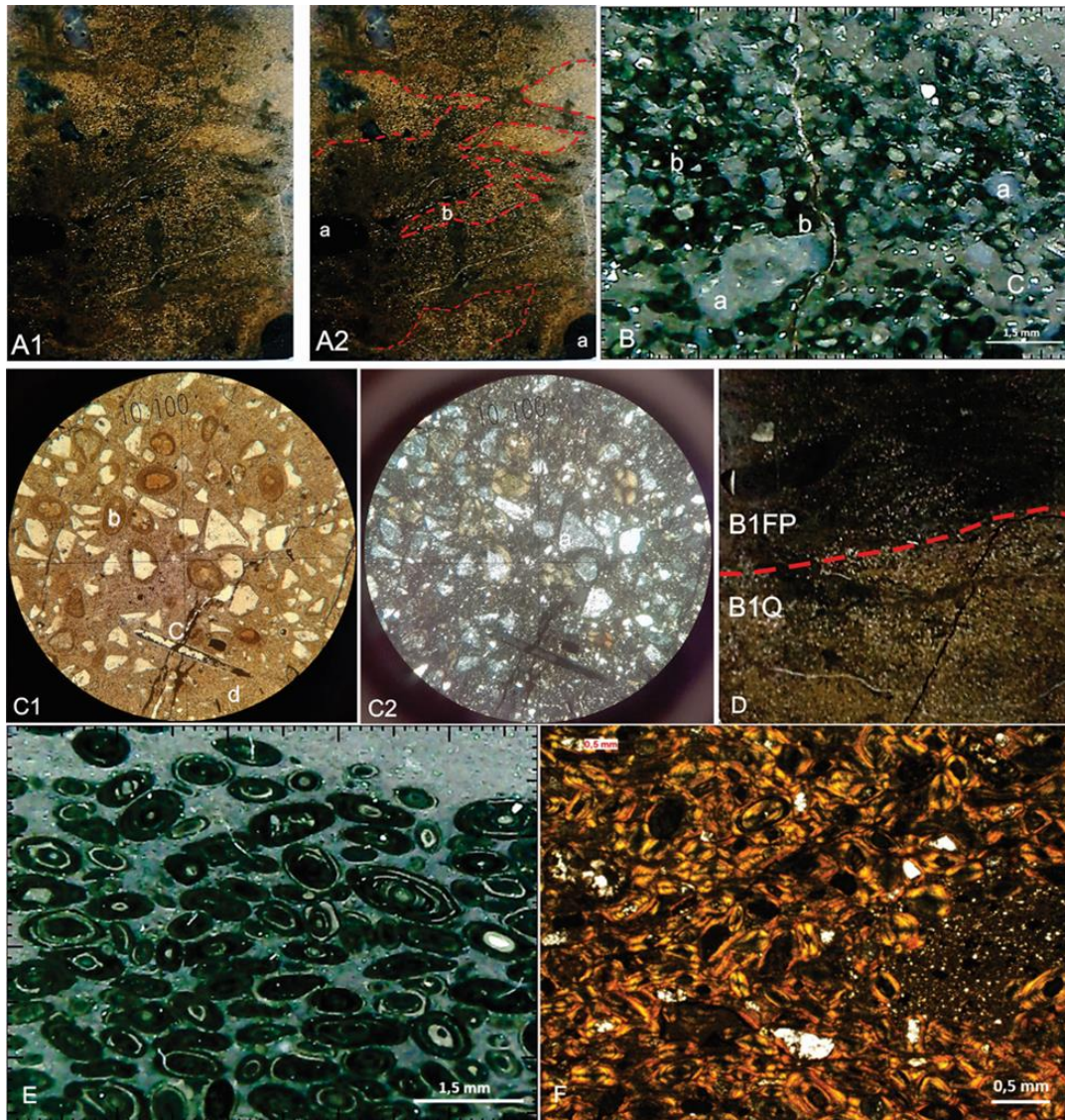


Figura 61. A- Pulidos de la subfacies B1Q en la sección de Quebrada Ancha (A1). Se destaca con líneas de trazo rojo la estructura pseudo-flaser/lenticular (A2) (a, chert; b, ooides). B- Fotomicrografía de la subfacies B1Q en la Cerro La Chilca (C1, Nx; C2, N//). C- Componentes principales de la litofacies B1Q: granos oscuros de chert (a), ooides chamosíticos (b) y fragmento orgánico indeterminado (c), en la sección de Cerro La Chilca. D- Contacto transicional entre las subfacies B1Q y B1FP (línea de trazo rojo). E- Fotomicrografía de la subfacies B1FP; Ooides chamosíticos con alternancia de bandas fosfáticas (pardas claras), sección de Poblete Sur. F- Fotomicrografía de la subfacies B1FP en la sección de Quebrada Ancha; ooides con deformación sin-sedimentaria, compactación, y orientación paralela a la estratificación.

La matriz de los niveles arenosos es silíceo, enriquecida en hierro (limolita), que le confiere una coloración rojiza y, subordinadamente, micrita gris oscura. Hacia el tope

se observa en la matriz un aumento en el contenido limolita y en granos oolíticos, disminuyendo considerablemente los componentes silíceos, carbonáticos y la micrita (Fig. 61B).

De acuerdo a los componentes que la conforman, la litofacies B1Q puede ser clasificada como una arenisca cuarzosa según la clasificación de Pettijohn *et al.*, (1987). A nivel macroscópico, debido al alto contenido de granos de sílice y ooides ferruginosos, la litofacies B1Q se denomina como una arenisca cuarzosa oolítica (Fig. 61B).

Subfacies B1FP: Oolitas Fe-fosfáticas

Esta subfacies está presente en las localidades Quebrada Ancha, Poblete Sur y Poblete Norte. Está representada por un nivel oolítico ferruginoso, gris oscuro a negro, con fábrica clasto-sostén, compuesto por ooides chamosíticos y, en menor grado fosfáticos, de tamaño variable entre 0,5 a 1 mm, con formas redondeadas y elipsoidales (Fig. 61E). Las acumulaciones de ooides presentan deformación plástica sin-sedimentaria (Fig. 61F). En sus núcleos se puede observar minerales pesados, granos silíceos y bioclastos en menor proporción. Los intersticios se encuentran rellenos por una matriz silícea, similar a la de las subfacies anterior (B1Q). En esta subfacies, en la sección de Poblete Norte, se registra la presencia de acritarcos, quitinozoos, criptosporas y esporas (ver capítulo de Biofacies).

Interpretación paleoambiental de la litofacies B1:

Las características texturales de los ooides indican un ambiente hidrodinámicamente activo, relacionado con un entorno costero durante un período de baja tasa de sedimentación. Las formas elipsoidales de los ooides podrían ser el resultado de la predominancia de la deriva costera, como parte de un proceso sin-sedimentario (Dabrio, 2010).

En la litofacies B1 no se han observado características de retrabajo, redepositación u ooides alóctonos. Las características texturales de los ooides de chamosita, la presencia de chert, calcedonia y clastos de caliza sugieren un depósito *in situ*, probablemente en una plataforma chamosítica (Brookfield, 1978), con una costa muy accidentada y un relieve montañoso peneplanizado (Young, 1989b; 1992). Se han

descrito depósitos y paleoambientes similares en el Silúrico, Formación Lipeón, en la Cuenca Noroeste de Argentina (NOA) (Bossi y Viramonte, 1975).

8.1.2 Descripción y análisis de los ooides

Los ooides de la litofacies B1, estratos basales de la Formación La Chilca, han sido analizados tanto desde el punto de vista petrográfico como geoquímico. Estos ooides presentan una importante acumulación en las subfacies B1FP con una abundancia cercana al 70-90%. Los ooides se clasificaron en tres poblaciones principales, ooides de tamaño 0,5-1 mm, ooides de tamaño 1-1,5 mm y tamaño 1,5-2 mm. Los principales detalles petrográficos se describen y muestran en la Tabla 2.

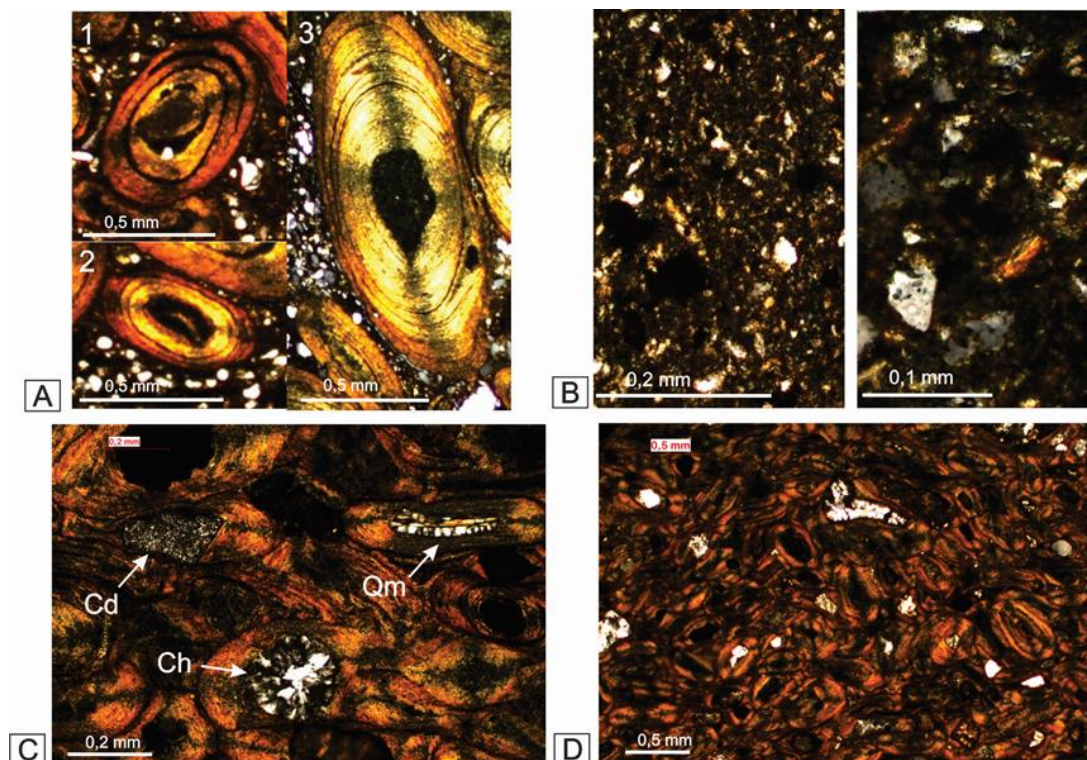


Figura 62. Fotomicrografías de las litofacies B1. A- Ooides y pisoides chamosíticos (1, 2) y pisoides Fe-fosfáticos (1). B- Matriz siliciclástica rica en hierro. C- Ooides chamosíticos con núcleo de chert (Ch), calcedonia (Cd) y cuarzo (Qm). D- Deformación *in situ* en las zonas de acumulación, tope de la litofacies B1, subfacies B1FP.

El 60% de los ooides posee bandas de chamosita y el 40% tiene una intercalación de bandas de chamosita y fosfato (posiblemente apatita) (Fig. 62A). El contenido de Fe (incluidos los minerales de Fe) en las oolitas incluye limolita y chamosita. El óxido de

hierro está presente principalmente en las cortezas de los ooides Fe-fosfáticos y en la matriz (Fig. 62B). El fosfato también puede observarse en la corteza de los ooides.

En la tabla 2 se muestran en forma detallada porcentuales de los ooides, con 90% de ooides simples y pisoides, 5% de ooides compuestos y 5% de extraclastos y bioclastos. La presencia de ooides y pisoides elipsoidales es cercana al 70%, el 30% restante son ooides esféricos. Tienen estructuras concéntricas y radiales. Se observan ooides fracturados y regenerados, asimétricos, deformados y con espinas (según clasificación de Flügel, 2010). Los núcleos de los ooides varían entre chert, calcedonia y bioclastos indeterminados (Fig. 62D). Los ooides y pisoides exhiben una cruz axial bien marcada, deformación *in situ*, compactación y una configuración de panal (secciones de Poblete Norte y Quebrada Ancha) (Fig. 62D).

Geoquímica de los ooides de la litofacies B1.

El análisis geoquímico se realizó a través de estudios de EDS (*Energy-dispersive X-ray spectroscopy*) en la subfacies B1FP, de la litofacies B1. Los resultados muestran que las cortezas de los ooides están dominadas por Fe, que puede alcanzar hasta más del 20% en peso, Al con hasta 7% en peso; 6-10% en peso de P y O₂ que puede alcanzar hasta más del 40% en peso (Fig. 63).

Mineralógicamente, los datos de EDS indican la presencia de silicio (alto porcentaje), calcio, aluminio, hierro y carbono en la matriz que soporta los ooides. La composición de los ooides en las litofacies B1 muestra como elementos principales (Fe, Mg)₅ Al (Si₃Al) O₁₀ (OH, O)₈ (chamosita); SiO₂ (sílice) y Ca₃ (PO₄)₂ (fosfato de calcio).

Análisis paleoambiental de los ooides.

Los ooides ferruginosos y las oolitas ferruginosas se encuentran en ambientes no marinos (continental / fluvial o fluvial y lacustre), deltaico-lacustre, deltaico, estuarino, costeros, marino (principalmente superficial) y pedogénico (referencias en Rahiminejada *et al.*, 2018). En ambientes marinos, los ooides de hierro o ferruginosos se encuentran desde la costa (*shoreface*) hasta la zona de alta mar (Collin *et al.*, 2005). Burkhalter (1995) sostiene que los ooides ferruginosos se

Tabla 2. Principales detalles petrográficos de las oolitas y ooides presentes en las litofacies B1 y B2.

DETALLES PETROGRÁFICOS	POBLETE SUR	POBLETE NORTE	QUEBRADA ANCHA	DON BRAULIO
Componentes principales (Abundancia relativa %) oolita	50-60% pisoides y ooides. 20-30% matriz siliciclástica enriquecida en Fe. Los ooides se distribuyen en capas, intercalados con areniscas con ooides dispersos. Extraclastos de Qz y fragmentos orgánicos indeterminados.	70-80% ooides. Matriz ferrífera 10-20%. Los ooides se distribuyen capas orientadas de 1,5 cm de espesor, intercaladas con matriz de 2 cm de espesor. Extraclastos de Qz y fragmentos orgánicos indeterminados. Fábrica clasto-sosten simulando un panal de abejas.	75-90% ooides. 10-15% matriz ferruginosa. Extraclastos de micrita. Presenta alto grado de empaquetamiento, con bordes suturados entre los ooides. Orientación. Alta deformación en los ooides, perdiendo las formas originales en la mayoría de los ooides.	70-80% de ooides. 20-30% de cemento (hematita) + matriz (limonita). <10% de peloides?. Presenta alto grado de concentración en forma de barras oolíticas, intercalados con pelitas ricas en graptos Llandoveryanos (Peralta, 1990; Peralta y Carter, 1999).
ANÁLISIS DE LOS OOIDES				
Abundancia	Alta			
Distribución	capa de alta densidad.	capas de alta densidad.	alta densidad de ooides	Alta densidad de ooides y menor proporción de peloides?
Ooide simple/compuestos	90% pisolitas simples. 5% ooides compuestos. 5% extraclastos y fragmentos orgánicos.	90% ooides simples. 8% ooides compuestos. 2% extraclastos y fragmentos orgánicos.	>95% ooides simples. < 0,5% extraclastos.	> 80% ooides simples. <10 % peloides. < 5% extraclastos
Estructura principal del ooide	Pisolitos concéntricos. En menor proporción micríticos.	ooides concéntricos. En menor proporción micríticos.	ooides concéntricos y escasos ooides micríticos.	ooides concéntricos.
Tipo de ooide específico	Asimétricos y excentrícos. Fracturados y regenerados. Ooides con espinas. Deformados. Distorcionados.	ooides con espina. Fracturados y regenerados. Deformados.	No se parecían debido a la deformación que presentan los ooides.	ooides fracturados y regenerados.
Forma	90% elipsoidal. 10% esférica.	60-70% elipsoidal. 30-40 esférica	No se parecían debido a la deformación que presentan los ooides	60% elipsoidal. 40% esférico.
Tamaño y selección	Rango: 0,5 - 4mm. Promedio [2-2,5mm). Bimodal. Moderada a buena selección.	Rango: 0,4-1,5mm. Promedio [0,5-1mm). Unimodal. Buena selección	No se parecían debido a la deformación que presentan los ooides	Rango: 0,3-1mm. Promedio 0,7mm. Unimodal. Buena Selección.
Tipo de núcleo	Chert. Micrita. Bioclastos. Domina 1 solo núcleo. Núcleos redondeados.	Chert. Calcedonia. Qm. Minerales pesados. Domina 1 solo núcleo. Subredondeado a subangulosos.	Chert. Calcedonia. Minerales Pesados. Dominan 1 solo núcleo. Redondeados a bien redondeados.	minerales Pesados. Micrita. Chert. EDS: Ca,P/L
Corteza	Normal ooides: 90%. Superficial ooides: 10%.	Normal ooides: 80%. Superficial ooides: 20%.	Normal ooides: 80-90%. Superficial ooides: 10-20%.	Normal ooides: 90%. Superficial ooides: 10%.
Mineralogía	Chamosita. Chamosita y apatito. Matriz siliciclástica. /	Chamosita. Chamosita y apatito. Matriz siliciclástica. /	Chamosita. Chamosita y apatito. Matriz siliciclástica. /	Chamosita. Ferro-fosfáticos y silico-fosfático . Cemeto caronático? Matriz chamosítica- siderítica
Preservación del ooide	ooides y pisoides ferruginosos con alto grado de preservación.	ooides ferruginosos con alto grado de preservación.	ooides ferruginosos con alto grado de preservación.	ooides chamosíticos bien preservados (10%). Ooides de hematita bien preservados (60-70 %). Ooides (peloides?) (40-30%).
observaciones	cruz axial bien marcada.	presencia de dos fragmentos orgánicos como núcleo (conodonte, foraminífero o briozoos). Cruz axial bien marcada.	la deformación ductil que presenan los ooides impiden una descripción a detalle.	ooides chamosíticos bien preservados. Alteración de ooides hematíticos a peloides?. Fábrica clasto-sosten.

formaron en una escala batimétrica e hidrodinámica amplia, desde ligeramente por encima de la base de la ola de tormenta hasta aguas muy poco profundas, y entre la zona de alta energía hasta la zona de baja energía, interrumpida periódicamente por condiciones de alta energía.

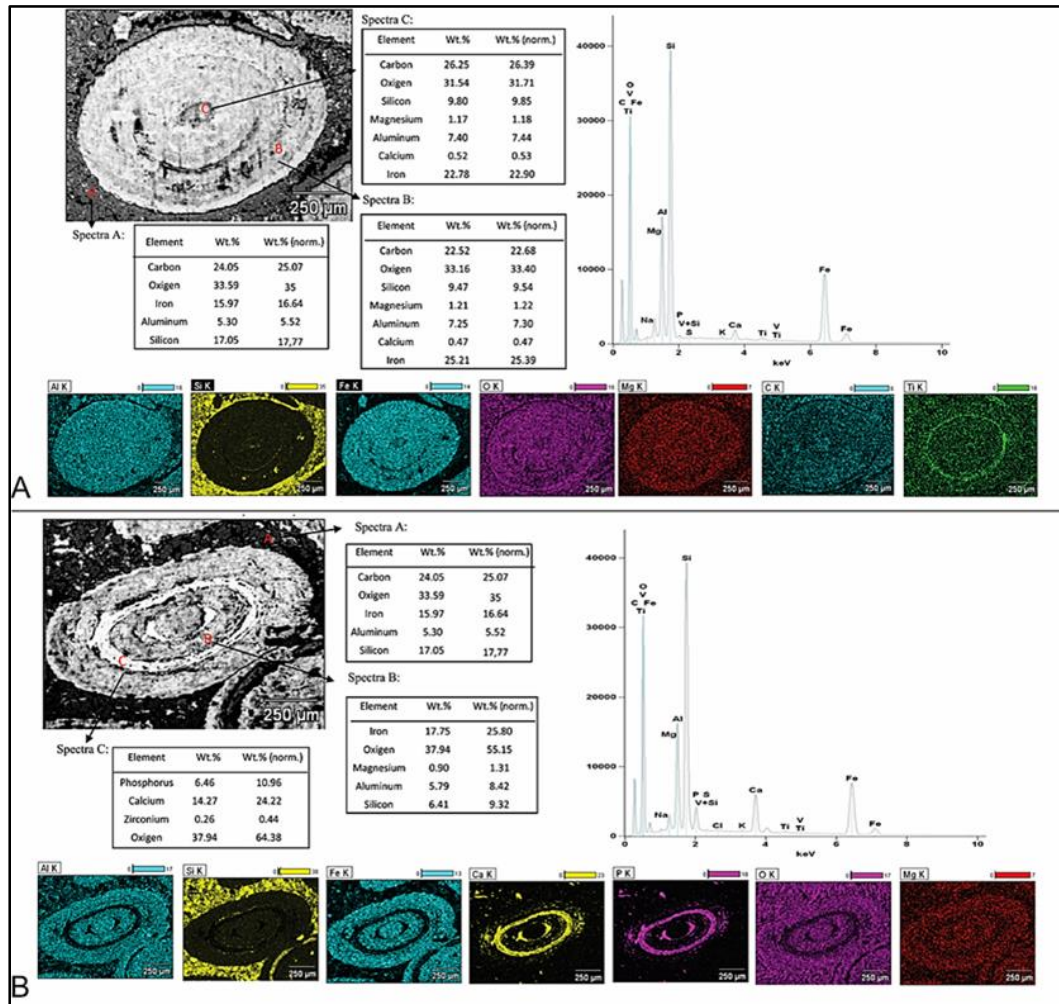


Figura 63. Composición química de los ooides ferruginosos (A) y Fe-fosfáticos (B) en la litofacies B1.

Las características de los ooides de la litofacies B1 indican un ambiente marino poco profundo, *shoreface*, con condiciones de alta energía. Un entorno de *shoreface* es similar al modelo propuesto por Astini (1992b) para los depósitos del Miembro Superior Ferrífero (Formación Don Braulio), y para los mantos ferruginosos de la Formación Lipeón (López De Azarevich *et al.*, 2015). En ambientes marinos, los ooides autóctonos se depositan en las zonas de *shoreface* de las rampas, plataformas internas y en sectores externos cercanos a la plataforma (Flügel, 2010). Según este

autor, la presencia de ooides concéntricos en la litofacies B1 indica un ambiente poco profundo. Los ooides específicos (ooides fracturados y regenerados, asimétricos, deformados y con espinas) sugieren múltiple retrabajo sinsedimentario, durante períodos cortos de agitación del agua, con influencia tecto-sedimentaria.

Según Nichols (2009), los granos de cuarzo son dominantes en las arenas marinas poco profundas. La presencia de arenas, la abundancia de granos de cuarzo y los núcleos de cuarzo en los ooides de la litofacies B1, indican zona de *shoreface* poco profundo (parte superior) y alta energía, por encima de la base de las olas de buen tiempo (Rahiminejada *et al.*, 2018).

8.1.3 Procedencia del Fe de la litofacies B1.

Las características sedimentológicas e interpretación paleoambiental de las litofacies B1 indican un suministro sin-sedimentario de hierro. En este caso, los hidróxidos y bicarbonatos de hierro, derivados del continente, reaccionan con el sedimento arcilloso en un ambiente anóxico, produciendo chamosita. Bayer (1989), sugiere que los minerales primarios fueron carbonatos, reemplazados por compuestos de hierro, en un ambiente de plataforma poco profunda, en el cual la chamosita se formó *in situ* o cerca del entorno depositacional. La liberación y retrabajo del chert podría dar lugar a la generación de óxidos e hidróxidos de hierro (Bayer, 1989), como se observa en la matriz del conglomerado con clastos de chert (litofacies A2) y en la arenisca oolítica (litofacies B1). Una fuente secundaria de hierro pudo haber sido transportada al *shoreface* por descomposición de los nódulos de hierro presentes en la Formación San Juan (Beresi, 1986).

Otros modelos de procedencia de Fe han sido discutidos para depósitos similares; Einsele (1992) plantea que debido a la meteorización de las rocas expuestas durante los pulsos regresivos, el sedimento rico en Fe es transportado por ríos durante períodos transgresivos-regresivos. Un origen marino costero fue propuesto por Boso y Monaldi (1990) para la Formación Lipeón, donde los hidróxidos y bicarbonatos de hierro, transportados desde tierra firme, reaccionan en ambientes reductores con el material arcilloso, produciendo chamosita.

Las características texturales de los clastos chert y la presencia de chamosita y cuarzo en los ooides y matriz en las litofacies B1, sugieren una procedencia de los

componentes similar a la propuesta para la litofacies A2 (conglomerado con clastos de chert). Un modelo diferente es propuesto por Rahiminejada *et al.*, (2018), en donde la presencia de cuarzo y chamosita en los niveles ferruginosos, reflejan la importancia de las arcillas detríticas en el transporte de hierro desde el continente. El aluminio que participa en la formación de chamosita, probablemente es transportado al *shoreface* por arcillas detríticas (Carroll, 1958; Maynard, 1983). El alto contenido de fosfato en las facies oolíticas indica una interacción entre el agua fría causada por la desglaciación y el agua templada de los océanos, como resultado de los procesos de *upwelling* (Kämpf y Chapman, 2016).

Los depósitos de la litofacies B1 se habrían originado en climas tropicales húmedos templados a subtropicales (Van Houten, 1985; Young, 1989a), en un ambiente marino costero, como lo propusieron Bossi y Viramonte (1975) para la Formación Lipeón. Se han registrado depósitos oolíticos en climas templados en latitudes altas, en condiciones sedimentarias similares a la OST registrada en Austria e Italia (Ferreti, 2005; Oggiano y Mameli, 2006). El sedimento rico en Fe se transporta de mares templados a fríos, y luego los procesos de concentración, disolución y posterior precipitación ocurren durante la transgresión (Bayer, 1989; Astini 1992b).

En la Precordillera Central, durante los eventos glaciares y post-glaciares del Ordovícico Tardío, las rocas ferruginosas podrían estar vinculadas a un clima frío o templado, como resultado de su posición paleolatitudinal (30 ° y 45 ° LS) (Van Houten, 1985; Astini, 1992b; Ferreti, 2005). En algunas plataformas de Gondwana en latitudes medias a altas, la procedencia del hierro sería el resultado de la meteorización de rocas ricas en Fe expuestas durante la regresión (Oggiano y Mameli, 2006).

8.2 Depósitos ferruginosos llandoveryanos en la Precordillera Oriental

8.2.1 Litofacies B2: Areniscas Oolíticas Fe-Si-Fosfáticas

Esta litofacies se reconoce en el Miembro Superior Ferrífero, en la sección tipo de la Formación Don Braulio. Esta representa por bancos oolíticos de espesor variable entre 45 cm a 2 m, compuestos por areniscas oolíticas con clastos de chert y nódulos Fe-fosfáticos, que gradan hacia el tope a pelitas pardas con ooides, clastos de chert y

nódulos Fe-fosfáticos dispersos. En esta litofacies cada banco representa un ciclo grano-decreciente, que intercala con pelitas verdes portadoras de graptolitos de la Zona A. *atavus* (Peralta, 1985). Esta litofacies se corresponde con las facies de barras oolíticas, descritas inicialmente por Peralta (1985) y Astini (1992b). El contacto basal de esta litofacies es erosivo con las pelitas bioturbadas del Miembro Fangolitas Ocreas infrayacente. Hacia el tope el contacto es erosivo con los olistostromas de la Formación Rinconada (Devónico).

Cada ciclo, representado por un banco, ha sido subdividido en dos subfacies, en base a sus características litológicas, contenido de matriz y composición de los ooides.

Subfacies B2F: Arenisca Ferruginosa con ooides.

Conforma la parte basal de las barras oolíticas. Corresponde a areniscas grano-decreciente, de coloración rojiza, con ooides, chert y nódulos fosfáticos dispersos, matriz-sostén. Los ooides son de composición Fe-fosfática y Si-fosfática, con formas elipsoidales y esféricas. La matriz es de composición limolítica, y siderítica hacia el tope. Los clastos de chert exhiben bordes redondeados y alta esfericidad. Se observa la presencia de quitinozoos, criptosporas, acritarcas y traqueidas indeterminadas (ver capítulo de biofacies). De acuerdo con los componentes, la litofacies B2F puede ser clasificada como un vaque lítico (Pettijohn *et al.* 1987); a nivel macroscópico, debido a su alto contenido de ooides, limolita y siderita en la matriz se clasifica como arenisca ferruginosa con ooides.

Subfacies B2FSP: Oolitas Fe-Si-fosfáticas.

El tope de la litofacies B2 se caracteriza por pelitas oolíticas de coloración parda a rojiza, con clastos de chert dispersos. Hacia el tope, la litofacies culmina con un nivel de oolitas de coloración grisácea a verdosa. Los ooides tienen 0,5 mm de diámetro aproximadamente, con formas esféricas y elipsoidales, y la composición varía entre chamosítica, Fe-fosfática y Si-fosfática (Fig. 64A, B).

En los núcleos se observan minerales pesados y granos silíceos; la matriz es de composición siderítica y en menor proporción limolítica. También se observa cemento fosfático en los bordes de los ooides. El contacto entre las subfacies B2F y B2FSP es transicional.

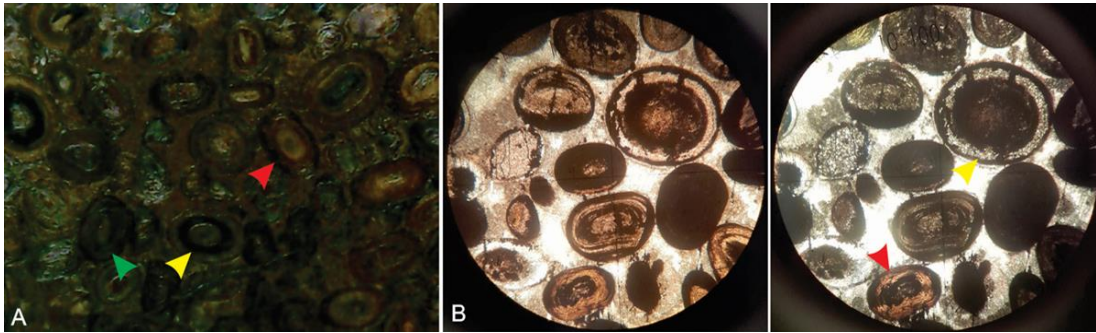


Figura 64. Fotomicrografía de la litofacies B2FSP. A- Ooides con bandas sílicas (flecha amarilla), limolíticas (flecha roja) y fosfáticas (flecha verde). B- Detalle de A, N// (izquierda), NX (derecha); detalle de las bandas sílicas (flecha amarilla) y limolíticas (flecha roja).

Interpretación paleoambiental de la litofacies B2:

La litofacies B2 se interpreta como depósitos de alta energía, transportados por olas y tormentas. Los extraclastos exhiben retrabajo por oleaje desde ambientes proximales a distales (Peralta y Carter, 1999). Por correlación con depósitos análogos (Bayer, 1989; Astini, 1992b), las areniscas ferruginosas con ooides se desarrollaron en un ambiente marino poco profundo durante la transgresión. El nivel oolítico se generó por una alternancia de períodos reductores y oxidantes, que se hacen más frecuentes cuando hay una mezcla efectiva de oxígeno, debido a la acción de las olas (Bayer, 1989; Astini, 1992b; López De Azarevich *et al.*, 2015). Los ooides Si-fosfático y los palinomorfos sugieren un ambiente marino con aporte terrestre y una diagénesis tardía.

8.2.2 Descripción y análisis de los ooides

Los ooides de la litofacies B2, Miembro Ferrífero Superior de la Formación Don Braulio, a los fines de los objetivos de este trabajo de tesis, han sido analizados tanto desde el punto de vista petrográfico como geoquímico. Los ooides se presentan con una abundancia entre el 70-80%. Para el análisis petrográfico se utilizó la misma clasificación de tamaño de ooides usada para la litofacies B1. Un resumen de las características discutidas en esta sección se detalla en la Tabla 2.

La litofacies B2 presenta ooides de chamosita (10%), Fe-fosfáticos (20%), Si-fosfático (15%) y un 55% de ooides recubiertos de óxido de hierro (Fig. 65A). El contenido de Fe y los minerales de Fe en esta sección incluyen limolita, chamosita y siderita. Al igual que en la litofacies B1, el óxido de hierro está presente principalmente en la

corteza de los ooides Fe-fosfáticos, en la matriz y el cemento (Fig. 65B). El fosfato está igualmente presente en la corteza de los ooides y como cemento.

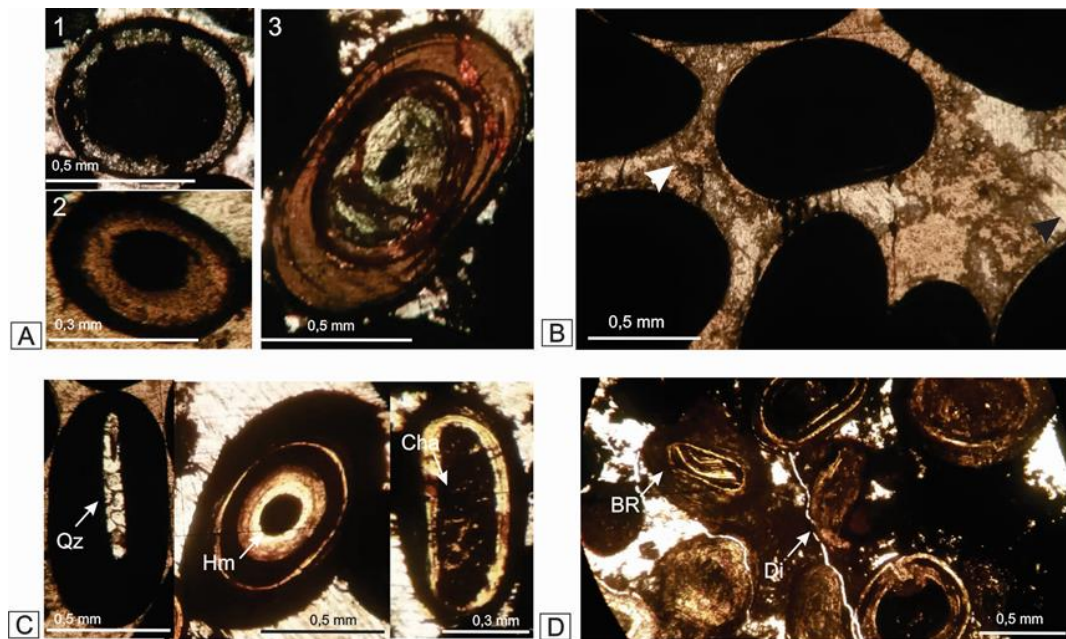


Figura 65. Fotomicrografías de las litofacies B2. A- Ooides Si-fosfático (1), Fe-fosfático (2) y ferruginosos (3). B- Matriz ferruginosa (flecha blanca) y cemento carbonático (flecha negra). C- Ooides con núcleos de cuarzo (Qz), mineral pesado (Hm) y chamosita. D- Ooides fracturados y regenerados (Br) y distorsionados (Di).

El análisis petrográfico detalla un 95% de ooides simples y un 5% de extraclastos y fragmentos bioclásticos. El 60% son ooides elipsoidales y el 40% son ooides esféricos, y los ooides concéntricos son la principal estructura presente. La mayoría de los ooides están completamente cubiertos por Fe, que enmascara su estructura interna. Los núcleos varían entre chert, minerales pesados y bioclastos indeterminados (Fig. 65C). Se encuentran ooides de tipo fracturados-regenerados y con espinas (según clasificación de Flügel, 2010) (Fig. 65D). En esta litofacies, los ooides se muestran retrabajados y con buena selección y ordenamiento interno.

Geoquímica de los ooides de la litofacies B2.

Para la litofacies B2 también se realizó un análisis geoquímico a través de EDS (*Energy-dispersive X-ray spectroscopy*). En la litofacies B2, el análisis de EDS muestra que los ooides están compuestos de Fe con más del 12% en peso; Al con hasta

3% en peso; P con 2-3% en peso; Si con 4% en peso, y O₂ que puede alcanzar hasta más del 50% en peso (Fig. 66). Al igual que los ooides de la litofacies B1, el EDS indica la presencia de silicio (alto porcentaje), calcio, aluminio, hierro y carbono en la matriz que soporta los ooides.

La composición de los ooides muestran como elementos principales en la corteza de los mismos (Fe, Mg)₅ Al (Si₃Al) O₁₀ (OH, O)₈ (chamosita); SiO₂ (sílice) y Ca₃ (PO₄)₂ (fosfato de calcio). La litofacies B2 contiene valores más altos de silicio y hierro en los ooides, en comparación con la litofacies B1. El incremento en el valor de Fe (porcentaje en peso) en la litofacies B2 es consistente con el contenido de Fe inferido en los estudios petrográficos.

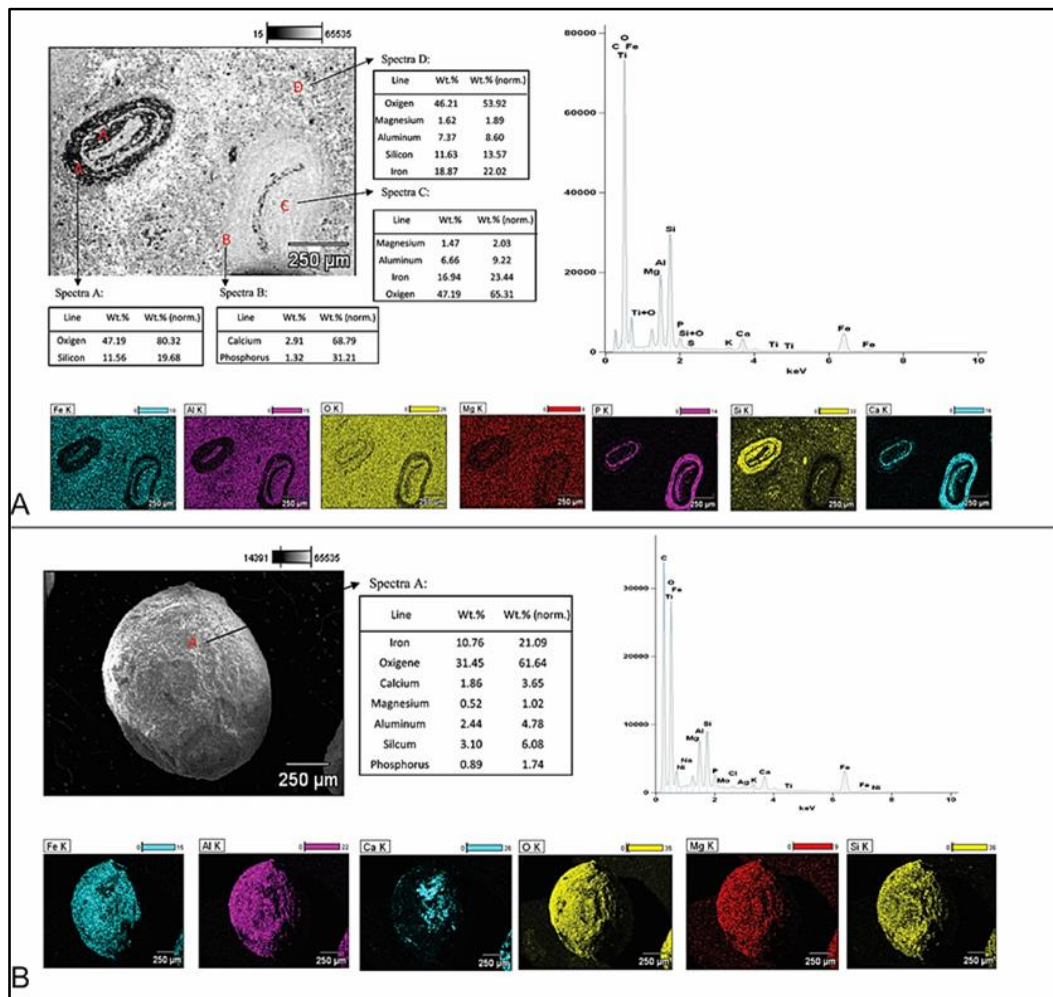


Figura 66. Composición química de los ooides Fe-fosfáticos, Si-fosfatos (A) y ferruginosos (B) de la litofacies B2.

Análisis paleoambiental de los ooides.

En la litofacies B2, los ooides esféricos, concéntricos, fragmentados y regenerados, sugieren transporte y re-depositación dentro del *shoreface*, que sugiere el retrabajo de las barras oolíticas condicionadas a las fluctuaciones del nivel del mar. En este sentido, según Flügel (2010) los ooides alóctonos se habían depositado en zonas distales o proximales de la cuenca y en el talud, reflejando características de retrabajo y re-depositación. La sucesión oolítica de la litofacies B2 sugiere una migración y re-depósito de cuerpos de arena en forma de barras costeras, o en capas de arena depositadas en la plataforma, durante un ciclo transgresivo-regresivo (Einsele, 1992).

8.3 Discusión

Los depósitos tipo *Ironstone*, Litofacies B1 y B2, como es el caso de los depósitos oolíticos bajo estudio, por su carácter diagnóstico, son de gran significado e importancia en los estudios de correlación a escala regional y continental. En este sentido, se analiza su correlación a escala de la cuenca de la Precordillera, y con las cuencas del NOA, Bolivia, Paraguay y Brasil (Fig.27).

8.3.1 Correlación de los depósitos de *Ironstone* en la cuenca de la Precordillera.

Los depósitos de *Ironstone*, litofacies B1 y B2, asociados a la OST en la Precordillera Central y Oriental en las formaciones La Chilca y Don Braulio, han sido interpretados como de ambiente somero, dominado por oleaje y tormentas (Astini, 1992b; Astini y Piovano, 1992; Peralta y Carter, 1999). Los subambientes de la plataforma interna estuvieron influenciados por el evento transgresivo postglacial Hirnantiano-Llando-veriano, pero presentan características regresivas en sus depósitos (Astini, 1992b; Peralta 2006). Las litofacies B1 y B2 sugieren que las mismas varían entre ambientes de *nearshore* y el *shoreface*, con contactos erosivos y netos, que indican cambios bruscos en el régimen de sedimentación, pausas en la sedimentación y cambios en el nivel del mar.

En la **Precordillera Central**, una edad hirnántiana es asignada a la litofacies B1, por su relación estratigráfica con la Zona de *M. persculptus*, en las secciones Poblete Norte (López *et al.*, 2020) y Quebrada Ancha (Lenz *et al.* 2003) (Fig. 68). Una edad

hirnantiana es asignada a la litofacies B1, por su relación estratigráfica con la Zona de *M. persculptus*, en las secciones Poblete Norte (López *et al.*, 2020) y Quebrada Ancha (Lenz *et al.* 2003) (Fig. 68).

Desde el punto de vista sedimentológico, el registro de facies arenosas con clastos de chert, subfacies B1Q, en el Cerro La Chilca y de oolitas Fe-fosfáticas, subfacies B1FP, en el área de Talacasto podría considerar el resultado de una trampa clástica en términos de Brookfield (1978). De acuerdo con este autor, el comportamiento hidrodinámico de las oolitas y los componentes clásticos se debe a sus diferentes densidades y diferente comportamiento en ambiente, descartando con ello la ausencia de facies arenosas en depósitos oolíticos ferruginoso de la definición original (Hemingway, 1951).

La distribución espacial de las subfacies sugiere, que la parte más profunda de la trampa estaría ubicada en las cercanías de la sección de Cerro La Chilca, donde se registra el mayor espesor de la subfacies B1Q. En esta área se acumulan las facies arenosas, con presencia o no de ooides, en la etapa inicial de la formación de las oolitas en la trampa clástica. Esta subfacies registra una disminución en el espesor desde el norte (Cerro La Chilca) al sur (área de Talacasto), siendo en esta última localidad donde se registra la subfacies B1FP.

Debido a la acción del Alto del Tambolar y el basculamiento de la cuenca, las facies oolíticas (subfacies B1FP), es decir el borde la trampa, se encuentra en el área de Talacasto, posiblemente extendiéndose hasta la Sierra de la Dehesa, en coherencia con los datos aportados por Pereyra (2017) (Fig. 67). De acuerdo con Brookfield (1978), la variación de litofacies entre la zona profunda y el borde de la trampa clástica no implica un cambio lateral de los depósitos, sino un cambio vertical rápido. Evidencia de ello se observa en la secciones de Poblete Norte y Quebrada Ancha, donde se registran ambas subfacies separadas por una superficie neta, que estaría indicando el cambio en las condiciones de sedimentación.

La falta de registro de la litofacies B1 oolítica, en la secciones de Baños de Talacasto, Cerro Blanco de Pachaco y Portezuelo de Tambolar, podría haber sido el resultado de la acción del Alto del Tambolar, y consecuente basculamiento y profundización hacia el norte de la cuenca del Hirnantiano-Silúrico.

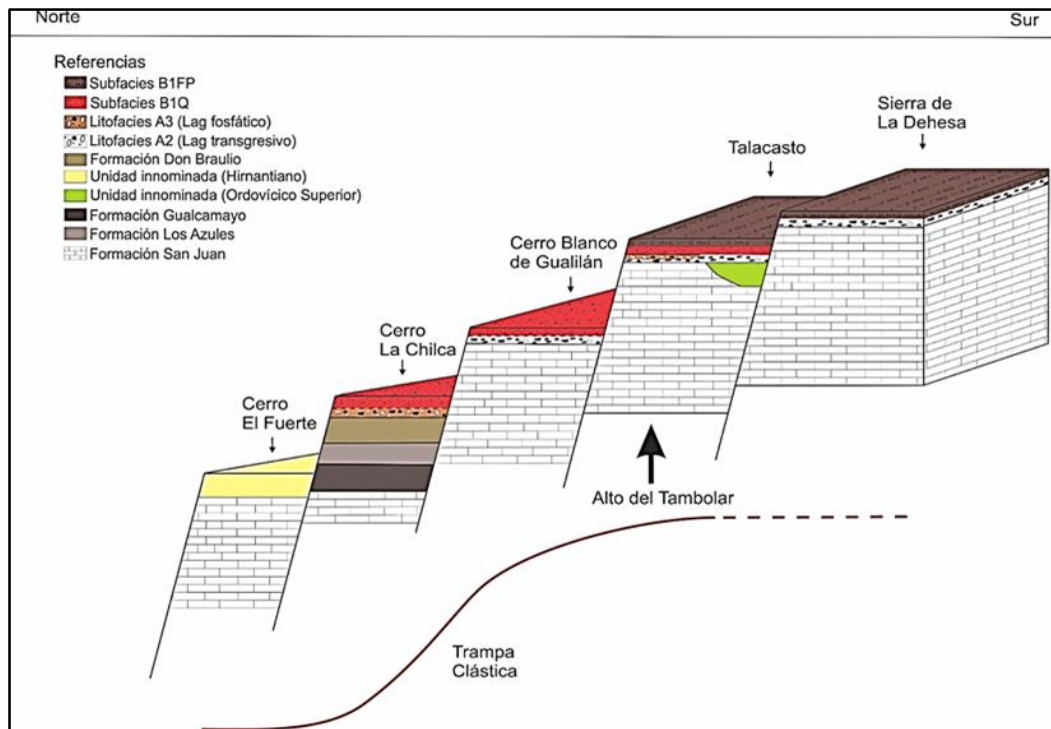


Figura 67. Block diagrama mostrando el basculamiento de la cuenca del Hirnantiano-Silúrico hacia el norte (área de Jáchal) en coordenadas actuales. Se observa el control de los estratos basales de la Formación La Chilca (litofacies A2, A3 y B1) desde Sierra de La Dehesa (Sur) al Cerro del Fuerte (Norte), como resultado de la tectónica extensional producida por el basculamiento. La configuración del perfil de la trampa clástica se desarrolló en el mismo sentido del basculamiento, con la parte más profunda en el área de Cerro La Chilca, y más somera en el área de Talacasto-La Dehesa. La línea de trazo rojo indica probable extensión del borde de la trampa hacia el sur (véanse referencias en el texto precedente).

En la **Precordillera Oriental** sección de Villicum, la litofacies B2 registra una edad llandooveriana inferior, por su relación con palinomorfos (Volkheimer *et al.*, 1980) y graptolitos de la Zona de *A. atavus* (Peralta, 1985). De acuerdo con trabajos previos, esta litofacies se desarrolló durante la migración de las barras cerca de la costa, formada en períodos de regresiones y transgresiones rápidas (Astini, 1992b).

La variación textural entre los ooides de las litofacies B1 y B2, y la similitud composicional entre ambas, sugieren que los ooides de la litofacies B2 provendrían del re-depósito de los niveles oolíticos hirnantianos reconocidos en las secciones de Talacasto y Cerro La Chilca (litofacies B1). Esto es corroborado por la posición elevada de la sección de Talacasto, como alto estructural, el cual habría actuado como fuente de aporte de sedimentos del depocentro de Villicum.

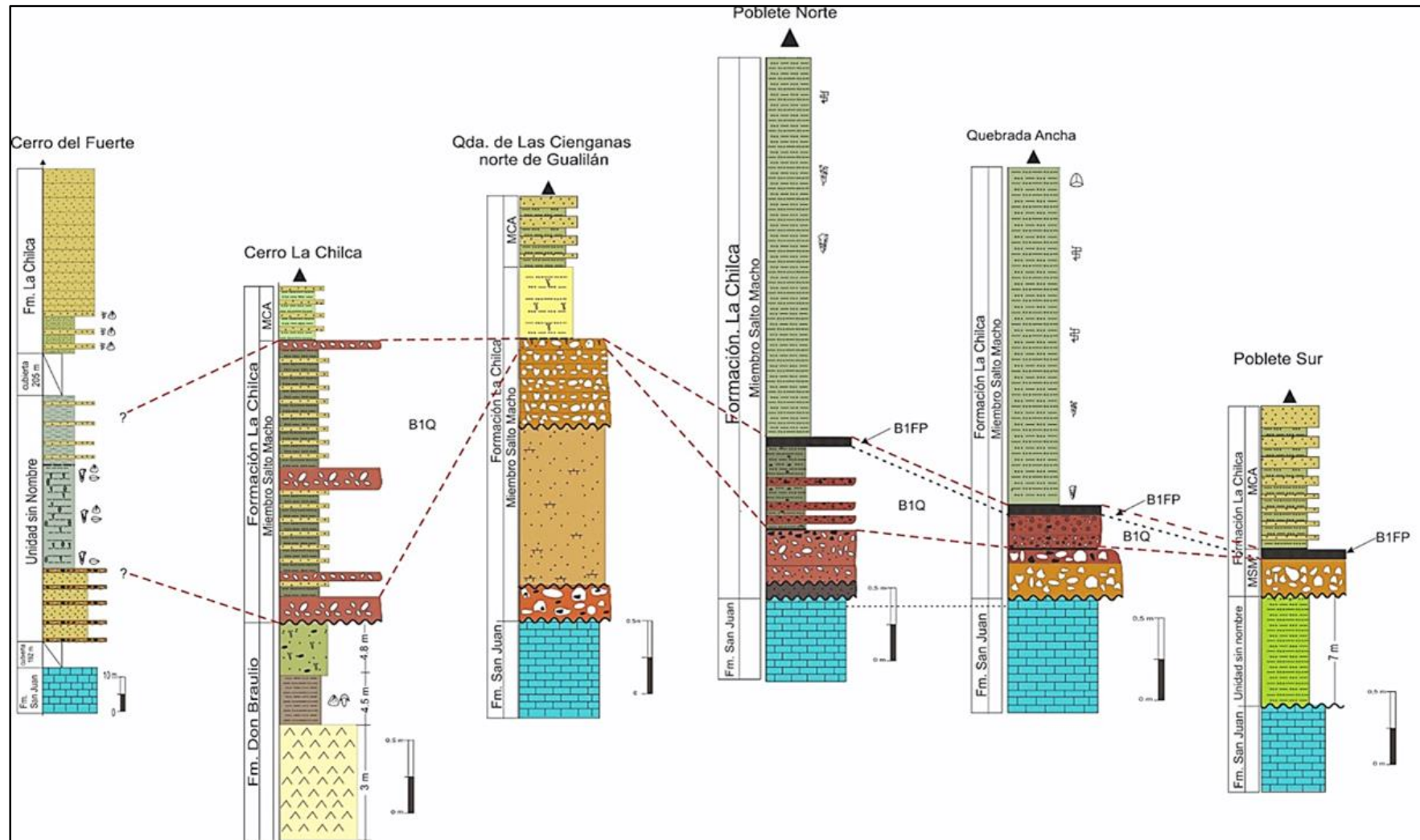


Figura 68. Correlación estratigráfica de la litofacies B1 en Precordillera Central, restringida en el tope por la Zona de *M. persculptus* (Baldis *et al.*, 1984a; Cuerda *et al.*, 1988; Lenz *et al.*, 2003; López *et al.*, 2020). La línea de trazo rojo indica la base y tope de la litofacies, y la línea punteada negra el contacto entre las sublitofacies B1Q y B1FP. Miembro Salto Macho (MSM); Miembro Cuarcitas Azules (MCA).

Otra evidencia sería la presencia de clastos chert, característicos de la litofacies A2 (conglomerado con clastos de chert) y B1, cuya procedencia de la Formación San Juan (Darriwilliano medio) ha sido propuesta por (Marchese, 1972, Beresi, 1986). Una fuente secundaria podría surgir de la relación entre el chert y la presencia de radiolarios y espículas de esponja de sílice en la plataforma (Lei *et al.*, 2019). Sin embargo, las características petrográficas de la calcedonia y el chert, y los escasos registros de organismos silíceos, sugieren un origen terrígeno en lugar de biogénico.

La presencia de palinomorfos como es el caso de las traqueidas, criptosporas y esporas en la primera barra del Miembro Superior Ferrífero de la Formación Don Braulio, podría corroborar el aporte continental (ver capítulo 11). Por otra parte, la diferencia de espesores entre los depósitos tipo *Ironstone* de las litofacies B1 y B2, mayor en Villicum, es contradictorio con el modelo propuesto precedentemente.

Un modelo alternativo de tectónica extensional con fracturamiento transversal E-O, podría explicar el registro de depósitos tipo *Ironstones* del Llandoveryano (litofacies B2), la sucesión siliciclástica del Ordovícico Medio-Silúrico Inferior en Villicum, y la falta de registro de estas unidades en el arco estructural conformado de norte a sur, por las Sierra de Villicum, Chica de Zonda y Cerro Pedernal (Cuerda y Caminos, 1983).

Esta dinámica extensional, habría producido el levantamiento relativo del bloque Sierra Chica de Zonda-Cerro Pedernal (*horst*), en relación al de Villicum (depocentro) (véase diagrama fig. 69). Esta dinámica extensional, habría producido el levantamiento relativo del bloque Sierra Chica de Zonda-Cerro Pedernal (*horst*), en relación al de Villicum (depocentro) (véase diagrama fig. 69).

Debido al movimiento diferencial, en el bloque Sierra Chica de Zonda-Cerro Pedernal (*horst*) las unidades del Ordovícico Medio-Silúrico Inferior, habrían sido erosionadas; como resultado de ello, los depósitos de la Formación Rinconada del Devónico sobreyacen en contacto erosivo paraconcordante a la sucesión del Ordovícico Medio, Formación San Juan. La posición del bloque Sierra de Villicum (depocentro) habría permitido el registro de las formaciones Gualcamayo, La Cantera, La Pola y Don Braulio, así como los materiales resedimentados de estas unidades en los olistostromas de la Formación Rinconada (Ver diagrama fig. 69). Evidencia de este movimiento diferencial, lo constituye la diferencia en el espesor de la Formación Rinconada en

dirección norte-sur de la cuenca (Cuerda y Camino, 1983), 3750 m en Villicum, y casi 2.000 m o menor, en Sierra de Zonda.

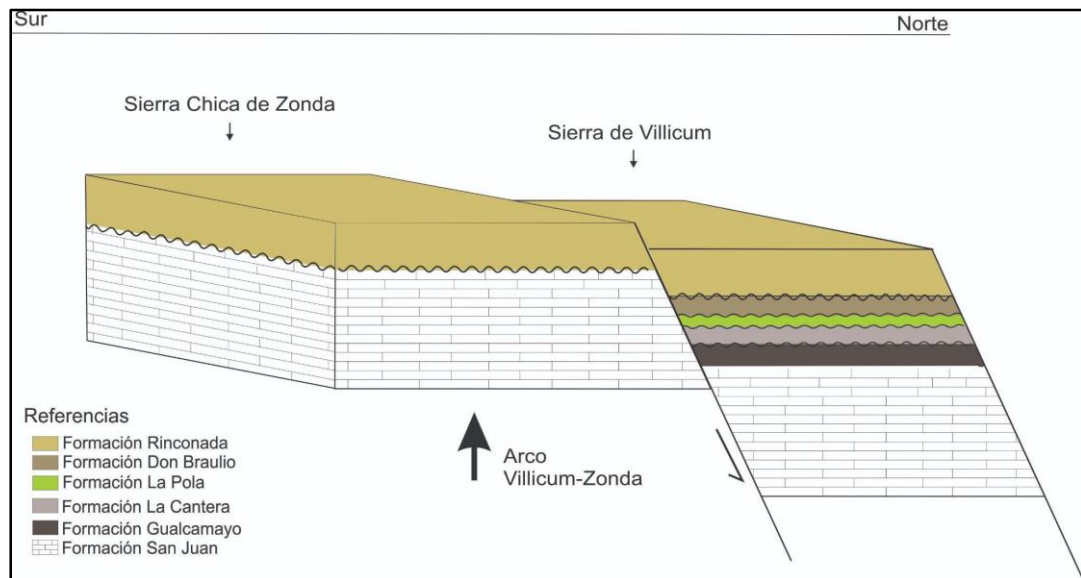


Figura 69. Block diagrama sin escala, representando el alto estructural del bloque elevado de la Sierra de Zonda-La Flecha-Pedernal, y el depocentro, bloque bajo, de Villicum. Esto explicaría la preservación de los depósitos siliciclásticos del Ordovícico en el depocentro, y su ausencia en el alto estructural.

Este modelo tectosedimentario podría explicar la procedencia de los clastos de chert en la litofacies B2, probablemente derivados de la erosión parcial del tope de la Formación San Juan, en el bloque Sierra Chica de Zonda-Cerro Pedernal. La presencia de ooides alóctonos en esta litofacies, podría ser el resultado del retrabajo y transporte de las litofacies ferríferas de la Formación Don Braulio desde zonas más elevadas de la cuenca. Otra evidencia, es la ausencia de características de retrabajo en las facies pelíticas con graptolitos de la Zona de *A. atavus* (Peralta, 1985).

La presencia de nódulos Fe-fosfáticos en la litofacies B2, sugiere una depositación *in situ*, así como los ooides Si-fosfáticos; cuya procedencia del Si habría estado relacionada con un aporte terrígeno a la cuenca, evidenciado por el registro palinológico, en ausencia de organismos de composición silíceo (Lei *et al.*, 2019). De acuerdo con Peralta (1993a, b), los olistolitos carbonáticos inmersos en la Formación Rinconada indican proveniencia de la Formación San Juan, no reconociéndose bloques de edad cámbrica. Así mismo, también es frecuente en los olistostromas el reconocimiento de materiales con fósiles y litología no registrados en el resto de Precordillera, los cuales se interpretan como procedentes de unidades fantasmas.

8.3.2 Correlación de los depósitos de *Ironstone* con depósitos homólogos de Sudamérica.

En cuencas del Ordovícico y Silúrico de Sudamérica, se reconocen depósitos tipo *Ironstone* que reflejan fluctuaciones eustáticas y paleoclimáticas a gran escala, que ocurrieron durante la OST. Una correlación entre las secciones estudiadas en Precordillera Oriental y Central puede ser realizada con las Sierras Subandinas de Argentina, como así también con Brasil, Bolivia y Paraguay, basándose en la composición de las litofacies B1 y B2, y faunas asociadas, así como con depósitos similares en el margen Norte de Gondwana (Italia y Austria). Las unidades sudamericanas relacionadas a la OST son descritas en el apartado de Antecedentes Continentales (Ver ítem 5.2).

Para la **litofacies B1** de la Precordillera Central, del Hirnantiano, se consideran las siguientes correlaciones (ver fig. 70A):

- 1) Con niveles ferruginosos de la Formación Eusebio Ayala (Cuenca de Paraná, Paraguay), sobre la base de su asociación con la Fauna *de Hirnantian* (Benedetto *et al.*, 2013) y graptolitos de la Zona de *M. persculptus* (Cingolani *et al.*, 2011; Alfaro *et al.*, 2012).
- 2) En el margen Norte de Gondwana, al SW de Sardina (Italia), con diamictitas ferruginosas, descritas composicionalmente como *Ironstones*, de la Unidad Tectónica Canaglia, sobre la base de su relación con rocas máficas alcalinas del Ordovícico Superior en el tope de la unidad, y filitas negras del Silúrico que sobreyacen la sucesión (Oggiano y Maneli, 2006) (Fig. 78A).

Para la **litofacies B2** (Precordillera Oriental), se consideran las siguientes correlaciones (ver fig. 70B):

- 1) Con los mantos ferríferos compuestos por ooides hematíticos y chamosíticos de la Formación Lipeón (NOA), asociados a graptolitos de la Zona *P. acuminatus* y probablemente Zona *A. atavus* (Rickards *et al.*, 2002).
- 2) Con el Horizonte Rosales (niveles oolíticos tipo *Ironstone*), del Miembro San Carlos de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico), por su relación con

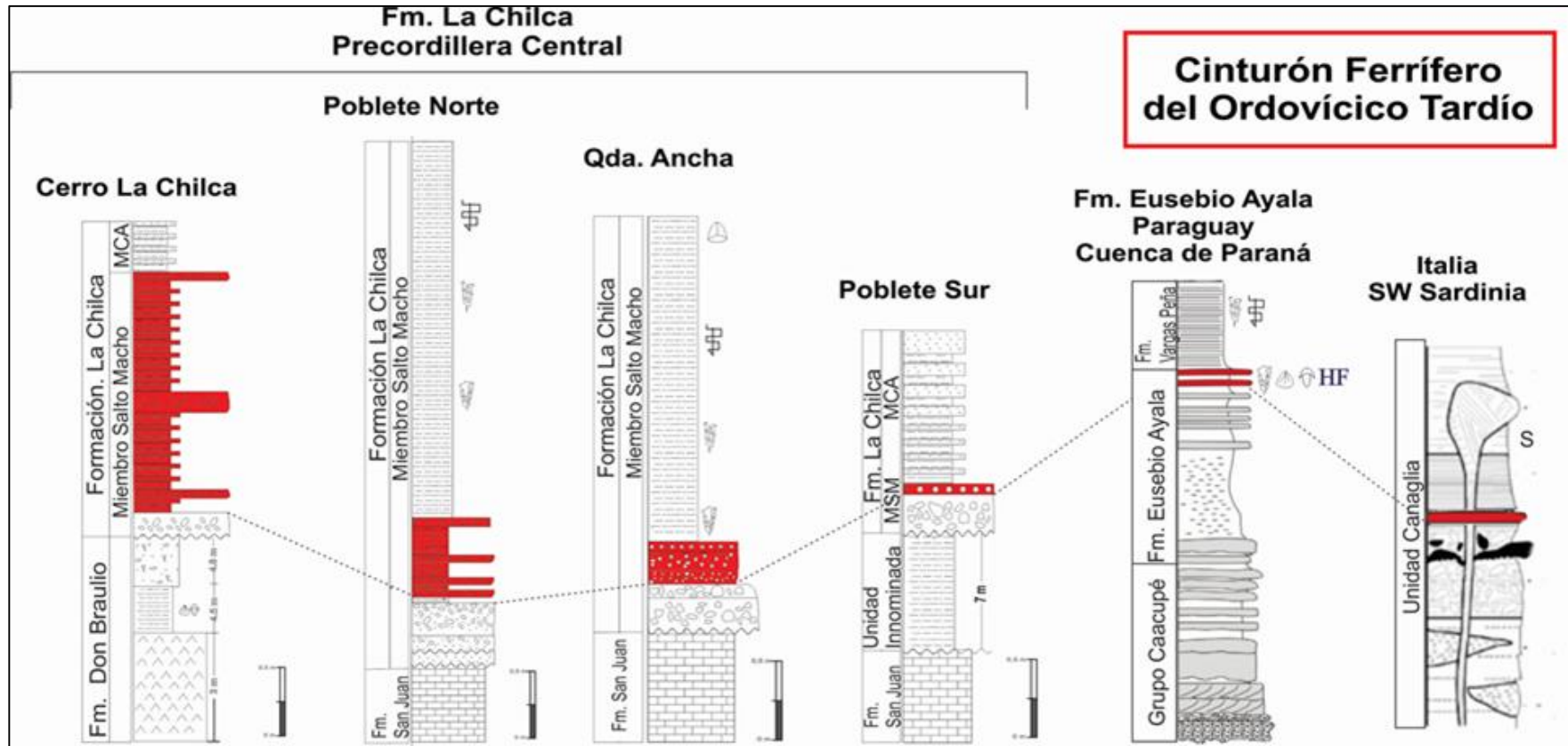
el trilobites *Eoleonaspis* sp. (Halpern *et al.*, 2014) y la asociación de braquiópodos del Silúrico Inferior, registrada por Siccardi *et al.*, (2014).

3) En Bolivia, con las capas de areniscas ferruginosas con ooides chamosíticos, a la base de la Formación Kirusillas, asociados a braquiópodos y palinomorfos del Llandoveryano (Branisa *et al.*, 1972; Laubacher *et al.*, 1982; Suárez y Soruco 1992; Díaz- Martínez, 2005).

4) En Brasil, con las lutitas ferruginosas a la base de la Formación Vila María (Assine *et al.*, 1994), que contienen palinomorfos y graptolitos del Llandoveryano temprano (Zabini *et al.*, 2019).

5) En los Alpes Cárnicos (Austria), Margen Norte de Gondwana, con el nivel oolítico (*Rauchkofel Boden Middle Trench*, RBMT) del Llandoveryano tardío (Zona de *Pt. amorphognathoides*). Este nivel fue reconocido inmediatamente por encima de la unidad Wolayer Limestone (Hirnantiano), y es cubierto por la Formación Kok (Llandoveryano-Ludloviano) (Ferreti, 2005).

Dos Cinturones de Hierro del Ordovícico Tardío y Silúrico Temprano han sido discutidos por Van Houten y Arthur (1989) y Young (1992), en las áreas de Gondwana Occidental, desarrollados durante el evento postglacial hirnantiano-Llandoveryano. En este sentido, las litofacies B1 (Hirnantiano) y B2 (Llandoveryano Temprano) reconocidas en la Precordillera y depósitos equivalentes en las cuencas de Sudamérica, confirman la extensión de los cinturones ferríferos. En Precordillera Central la litofacies B1, se encuentra asociada a la Zona de *M. persculptus*, y a niveles conglomerádicos transgresivos con alto contenido de Fe (Litofacies A2), correlacionado con el cinturón ferrífero del Ordovícico Tardío. Mientras que la litofacies B2 es común encontrarla asociada a la Zona *A. atavus*, y por encima de depósitos diamictitas, asociada con el cinturón ferrífero del Llandoveryano (ver fig70A, B).



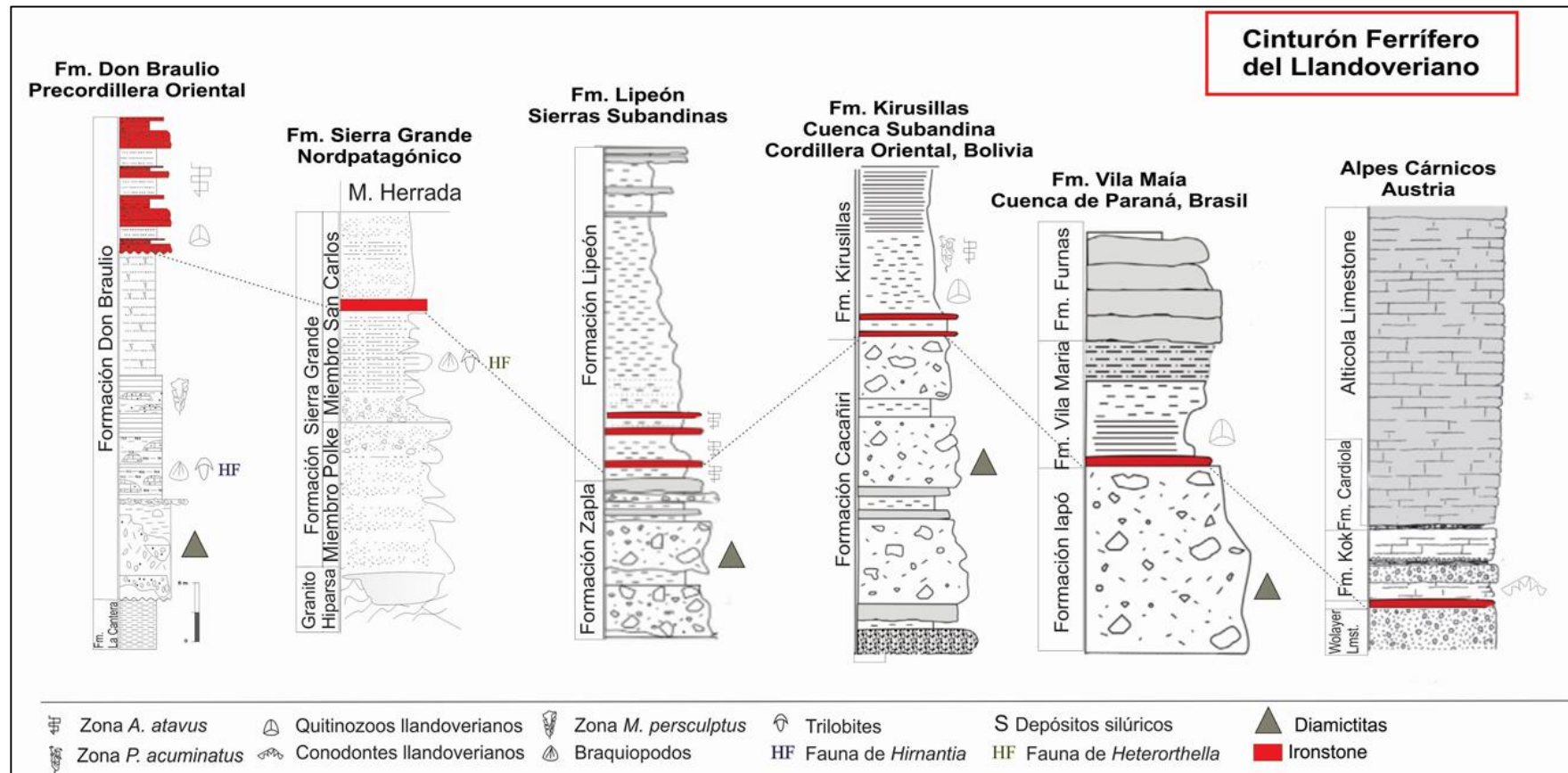
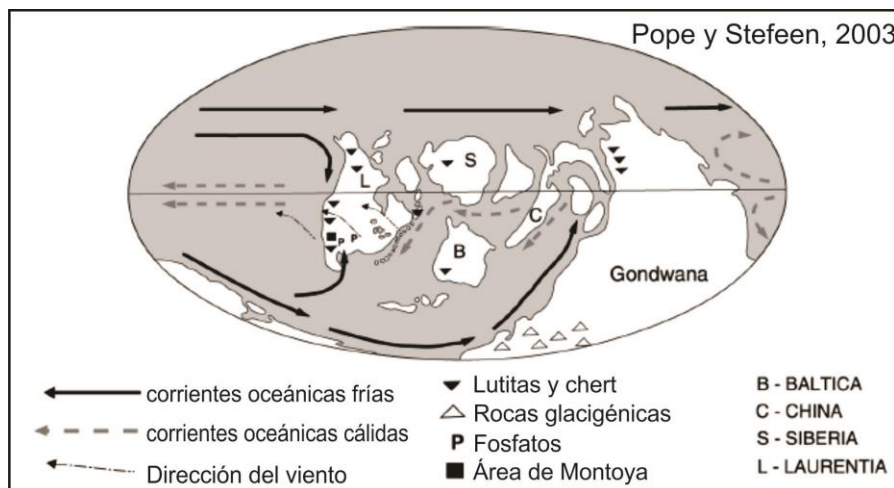


Figura 70. A- Correlación estratigráfica de la litofacies B1 en Precordillera Central, con unidades del Macizo Nordpatagónico, Paraguay Occidental y Margen Norte (Italia) de Gondwana. B- Correlación estratigráfica de la litofacies B2, reconocida en Precordillera Oriental, con unidades de Sierras Subandinas del NO de Argentina, Bolivia, Brasil y Alpes Cárnicos. (Branisa *et al.*, 1972; Laubacher *et al.*, 1982; Suárez y Soruco 1992; Assine *et al.*, 1994; Rickards *et al.*, 2002; Díaz- Martínez, 2005; Ferreti, 2005; Oggiano y Maneli 2006; Cingolani *et al.*, 2011; Alfaro *et al.*, 2012; Benedetto *et al.*, 2013; Halpern *et al.*, 2014; Siccardi *et al.*, 2014; Zabini *et al.*, 2019). (Modificado de Ferreti, 2005; Oggiano y Maneli 2006; Manassero *et al.*, 2014; Benedetto *et al.*, 2015).

DEPÓSITOS DE *UPWELLING* EN LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL



Litofacies C: Depósitos de *upwelling*

Modelo de pluma de *upwelling* en la OST, Precordillera Central y Oriental

Consideraciones de un *upwelling* de baja producción y alta latitud

9-DEPÓSITOS DE *UPWELLING* EN LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL.

El *upwelling* es un fenómeno oceanográfico que involucra movimiento de agua rica en nutrientes hacia la superficie del océano, impulsado por el viento denso más frío, reemplazando el agua superficial más cálida, generalmente agotada en nutrientes (Anderson y Prell, 1993; Sarhan *et al.*, 1999). El proceso de *upwelling* depende de la fuerza del viento, de la temporada (estación invierno/ verano), estructura vertical del agua, batimetría del fondo e inestabilidad de las corrientes (Mann y Lazier, 2006); aunque también puede generarse por la desviación de las corrientes debido a islas, cordilleras o montes submarinos (Jennings *et al.*, 2001).

Durante los procesos de *upwelling* las zonas de contenido mínimo de oxígeno (ZMO), se caracterizan por el enriquecimiento de fosfatos, hierro y sílice (Parrish, 1982; Armstrong *et al.*, 2005). La deficiencia de oxígeno ayuda a la preservación del carbono orgánico en el sedimento, mientras que el enriquecimiento en oxígeno previene el alto contenido de carbono orgánico en los sedimentos (Parrish, 1982; Finney y Berry, 1997). Durante periodos de glaciación continental generalizada, el *upwelling* es más abundante; mientras que en épocas de poca o ninguna glaciación continental (es decir, efecto invernadero global), la circulación oceánica es más lenta, y el *upwelling* se reduce (Hay, 1988).

En la OST de la Precordillera de San Juan, se reconocen niveles asociados con procesos de *upwelling* en el Miembro Ferrífero Superior de la Formación Don Braulio. Sin embargo, depósitos relacionados con concentraciones de fosfatos también se reconocen en el Miembro Fangolitas Ocreas de la misma unidad, y en la parte inferior del Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca, al norte de Gualilán, Precordillera Central (Peralta y Páez, 2017). En ambas unidades se han reconocido litofacies de fangolitas bioturbadas con nódulos Fe-fosfáticos dispersos.

9.1 Litofacies C: Depósitos de *upwelling*

Esta litofacies corresponde a la sucesión del Miembro Fangolitas Ocre de la Formación Don Braulio. Se caracteriza por fangolitas Fe-fosfáticas de coloración parda a ocre, de 12 m de espesor, con nódulos fosfáticos dispersos (Fig. 71B). Se observa un elevado grado de bioturbación, que le confiere una fábrica masiva, con pérdida de las estructuras biogénicas originales, y ausencia de fósiles. Sin embargo, Peralta y Carter, (1999) reconocen algunas madrigueras que contienen estructuras de graptolitos biserials mal conservadas. Estudios isotópicos realizados por Sial *et al.*, (2017a) registraron excursiones de $\delta^{13}C_{org}$ que varía entre -34‰ y -27‰, y $\delta^{15}N$ entre -2‰ y 2‰. (Fig. 20). Hacia la base, la litofacies C se encuentra en contacto transicional con el Miembro de Arenas y Fangolitas fosilíferas de la Formación Don Braulio, y al tope, en contacto erosivo, con la sucesión de barras oolíticas del Miembro Ferrífero Superior.

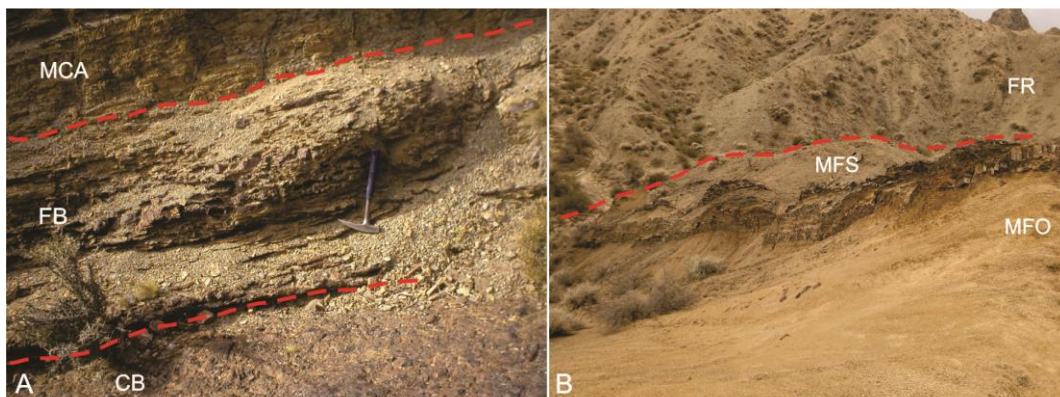


Figura 71. A). Formación La Chilca, sección Gualilán. Conglomerado Basal (CB), Fangolitas Bioturbadas (FB), Miembro Cuarcitas Azules (MCA). La línea de trazo de rojo indica contacto neto (Modificada de Martínez, 2007). B) Formación Don Braulio, sección Qda. Don Braulio. Miembro Fangolitas Ocre (MFO), Miembro Ferrífero Superior (MFS). Fm. Rinconada (FR, Silúrico-Devónico). La línea de trazo rojo indica contacto erosivo en la Fm. Rinconada y la Fm. Don Braulio.

Depósitos similares se reconocen al norte de Gualilán, Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca, en un nivel de fangolitas bioturbadas con abundantes concreciones Fe-fosfáticas, de 45 cm de espesor, sin registro fósil hasta el momento. Este nivel se encuentra en contacto neto con la infrayacente litofacies A2 (conglomerado con clastos de chert), y hacia el tope se encuentra en igual relación con areniscas cuarzosas del Miembro Cuarcitas Azules (Fig. 71A).

Interpretación Paleoambiental de la litofacies C

Las características litológicas y geoquímicas presentes sugieren el desarrollo de un proceso de *upwelling*, de acuerdo con la definición de Parrish, (1982). Si las temperaturas polares cayeron lo suficiente como para conducir corrientes termohalinas de alta densidad y oxigenadas hacia el fondo, las aguas del océano se habrían ventilado, ocurriendo una estratificación (Wilde y Berry, 1984, 1986), y el ascenso de agua rica en nutrientes (Cooper *et al.*, 2012). Evidencia de ello, es el registro de excursiones positivas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ($-28,7 \text{ ‰}$) y $\delta^{15}\text{N}$ ($1,7 \text{ ‰}$), con valores característicos para eventos transgresivos post-glaciares durante la OST. La escala del proceso de *upwelling* estaría relacionado a ciclos de 4to o 5to orden (Mann y Lazier, 2006; Kämpf y Chapman 2016). La procedencia del fosfato se encuentra relacionada al retrabajo de sedimentos ricos en fosfatos por parte de las corrientes oceánicas durante el proceso de *upwelling* (Burnett *et al.*, 1983).

9.2 Discusión

9.2.1 Modelo de Pluma de *upwelling* en la OST, Precordillera Central y Oriental.

La posición paleogeográfica de la cuenca de Precordillera, entre los 30° y 45° L.S (Torsvik y Cocks, 2009), la ubica en las cercanías de las zonas de flujo glaciar para el Ordovícico Tardío (Armstrong *et al.*, 2005; Ghienne *et al.*, 2007) (Fig. 72C, D), pero no en las zonas de *upwelling* reconocidas para el Hirnantiano (Pope y Stefeen, 2003; Servais *et al.*, 2014) (Fig. 72A, B). Sin embargo, modelos de flujos glaciales en el Ordovícico Tardío son planteados por Armstrong *et al.*, (2005) en direcciones cercanas a los 30° L.S., y por Ghienne *et al.*, (2007) para latitudes cercanas a los 45° L.S (Fig. C, D).

En este sentido, el proceso de desglaciación en estas zonas, habría generado una pluma de *upwelling* local de corta duración, producto de corrientes termohalinas oxigenadas, que originaron la estratificación de las aguas oceánicas, y cambios significativos en la sedimentación y actividad biológica (Cooper *et al.*, 2012) (Fig. 73A). Un modelo alternativo, plantea procesos de *upwelling* local (Parrish 1982; Kämpf y Chapman 2016) en las zonas típicas de intercambios de agua (Fig. 72A, Servais *et al.*, 2014).

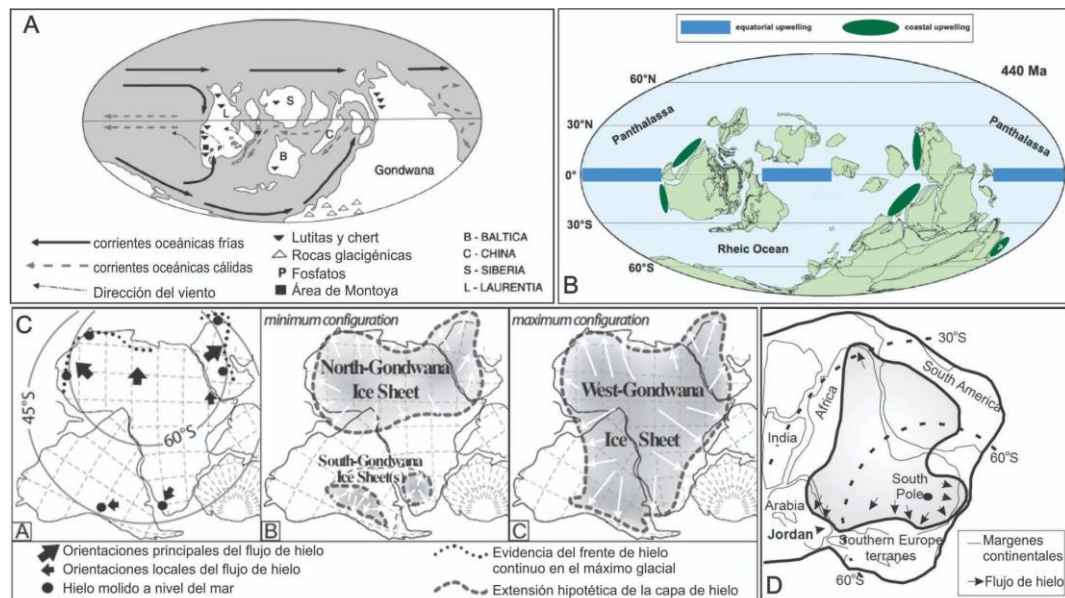


Figura 72. A- Distribución de las corrientes oceánicas en el Ordovícico Tardío (Modificado de Pope y Stefeen, 2003). B- Áreas hipotéticas de *upwelling* costero y ecuatorial para el límite Ordovícico-Silúrico (Modificado de Servais *et al.*, 2014). C- Extensión de la glaciación del Ordovícico tardío. A) distribución de la orientación del flujo de hielo, la orientación local se encuentra asociada a zonas de Gondwana occidental de edad hirnantiana en el paralelo 45°S. B) extensión mínima de la capa de hielo en Hirnantiano, mostrando área de América del Sur y Sudáfrica que pudieron fusionarse. C) Tamaño máximo de la capa de hielo en el Hirnantiano, suponiendo glaciares sincrónicos totalmente coalescentes (Modificado de Ghienne *et al.*, 2007). D- Reconstrucción paleogeográfica del Ordovícico tardío del este y occidente de Gondwana, mostrando la orientación de flujo de hielo en latitudes cercanas a los 30°S para Gondwana occidental (Modificado de Armstrong *et al.*, 2005).

Considerando el análisis de litofacies, análisis paleoambiental, geoquímica, y la paleogeografía de Precordillera, durante la OST, se considera que los depósitos analizados en las secciones de Quebrada de Don Braulio y norte de Gualilán se formaron bajo la influencia de plumas de *upwelling* templadas a frías. De acuerdo con el contexto paleogeográfico y siguiendo la clasificación de Kämpf y Chapman, (2016), la litofacies C corresponde a un *upwelling* de borde de hielo (Fig. 73B). Este tipo de *upwelling* se crea mediante la amortiguación sustancial del efecto de las tensiones del viento en las corrientes bajo el hielo marino. El modelo de Parrish para el paleoclima Ordovícico (Parrish 1982), asumiendo altos niveles de pCO₂, (presión parcial de dióxido de carbono) indican que las latitudes medias a altas (30°-60° S) eran áreas de alta presión estable con zonas de baja presión polar hacia el sur.

En esta configuración, los vientos soplaron hacia los polos, en dirección a Gondwana, distribuyendo las corrientes de agua superficial alrededor del norte de África,

predominantemente hacia tierra. En consecuencia, cualquier *upwelling* se habría restringido en costas relativamente orientadas de norte a sur, y habría sido un fenómeno local (Amstrong *et al.* 2006).

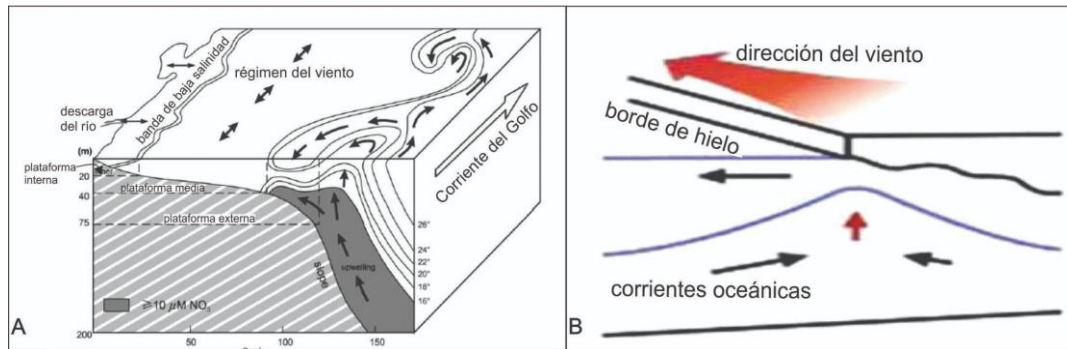


Figura 73. A- Modelo de pluma de *upwelling* para en el Ordovícico, basado en los movimientos de las corrientes del Golfo (Lee *et al.* 1991). La pluma de *upwelling* traería agua disaeróbica y anaeróbica a la zona epipelágica, causando una mortalidad masiva local (Modificado de Cooper *et al.*, 2012). B- Modelo de *upwelling* oceánico glacial, la flecha roja muestra la dirección del viento predominante en relación al borde del hielo (Modificado de Kämpf y Chapman, 2016).

9.2.2 Consideraciones de un modelo de *upwelling* de baja producción y alta latitud.

El bajo contenido de materia orgánica (MO), características químicas (Fe, Si y P) y el escaso registro fósil de los depósitos analizados en las secciones de Quebrada de Don Braulio y norte de Gualilán sugieren un proceso de *upwelling* débil o de baja intensidad (Challands *et al.*, 2009) (Fig. 74A; 75). Esta clasificación es coherente con la correlación de los datos geoquímicos de Villicum con secciones similares en Jordania (Lüning *et al.*, 2006) y la cuenca Welsh en el Reino Unido (Challands *et al.*, 2009). Los *upwelling* fuertes o intensos se originaron en el Katiano (Challands *et al.*, 2009; Pope y Stteffen, 2003) o en las zonas de bajas latitudes hirnantianas (Amstrong *et al.*, 2005, Servais *et al.*, 2014; Yang *et al.*, 2021), los cuales generaron lutitas negras con abundante MO. Los procesos de *upwelling* débiles se generaron a finales del Hirnantiano y durante el Rhuddaniano (Yang *et al.*, 2021), caracterizados por una baja productividad orgánica, que implica una depresión de la ZMO (Challands *et al.*, 2009).

La baja producción primaria en la litofacies C indicaría altos contenidos de O₂ y una plataforma profunda. Esto impide la consolidación de la ZMO y la falta de registro de

la zona anóxica. De acuerdo con estos parámetros, la litofacies C estaría asociada a zonas disóxicas y óxicas, durante periodos de baja productividad y lechos marinos más oxigenados (Fig. 74A).

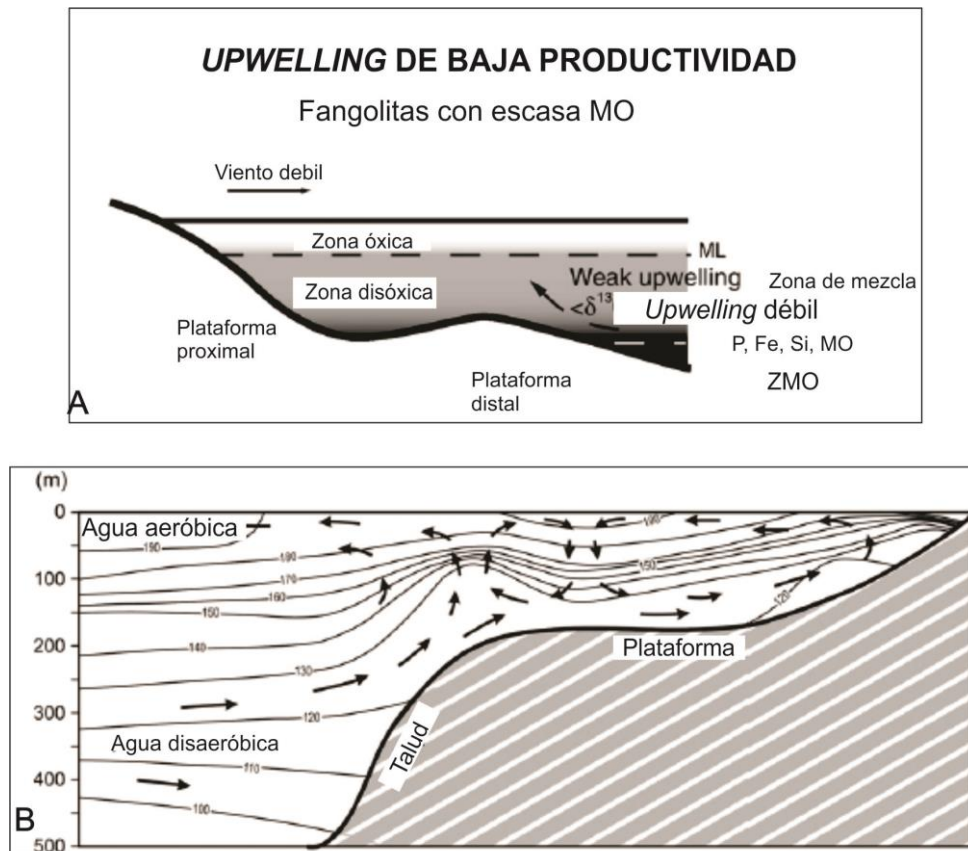


Figura 74. A- *Upwelling* débil en la litofacies C, caracterizado por una ZMO deprimida y baja productividad, asociado con el ascenso de corrientes disaeróbicas y óxicas pobres en nutrientes (Modificado de Challands *et al.*, 2009). B- Probables direcciones del movimiento del agua disaeróbica en el plano vertical, el agua fría pobre en oxígeno pero rica en nutrientes asciende a la plataforma reemplazando las aguas aeróbicas, ocasionando mortalidad en algunas áreas.

Las amplias zonas de *upwelling* a lo largo de los márgenes continentales traerían agua rica en nutrientes en las capas superiores del agua de los océanos y mejorarían la bioproductividad. Fuertes penachos (plumas) también habrían traído agua disóxica o anóxica, y causar mortalidad local en masa del macroplancton disaeróbico intolerante, mientras que columnas de mayor duración también podrían generar masas de agua localizadas enriquecidas con nutrientes que proporcionarían condiciones ideales para la biota (Cooper *et al.*, 2012) (Fig. 74B). Condiciones similares son observadas entre el Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca en Precordillera Central, y el Miembro Fangolitas Ocreas de la Formación Don Braulio, en Precordillera Oriental,

sugiriendo una correlación estratigráfica entre ambas sucesiones (Fig. 75). Un modelo actual similar es propuesto por Pope y Steffen (2003) y Armstrong *et al.*, (2005) para la Antártida, donde los vientos del oeste provocan flujos de aguas frías hacia el norte, causando un proceso de *upwelling*. A pesar de la elevada o muy alta productividad orgánica en torno a los márgenes de la Antártida, la excepcional riqueza de oxígeno en el agua impide la preservación de alto contenido de carbono orgánico en los sedimentos (Demaison y Moore, 1980; Armstrong *et al.*, 2005). Bajo estas condiciones la preservación de la materia orgánica es baja o nula, y la ZMO no se consolida, por lo tanto se inhibe la proliferación de la fauna (Finney y Beery 1997).

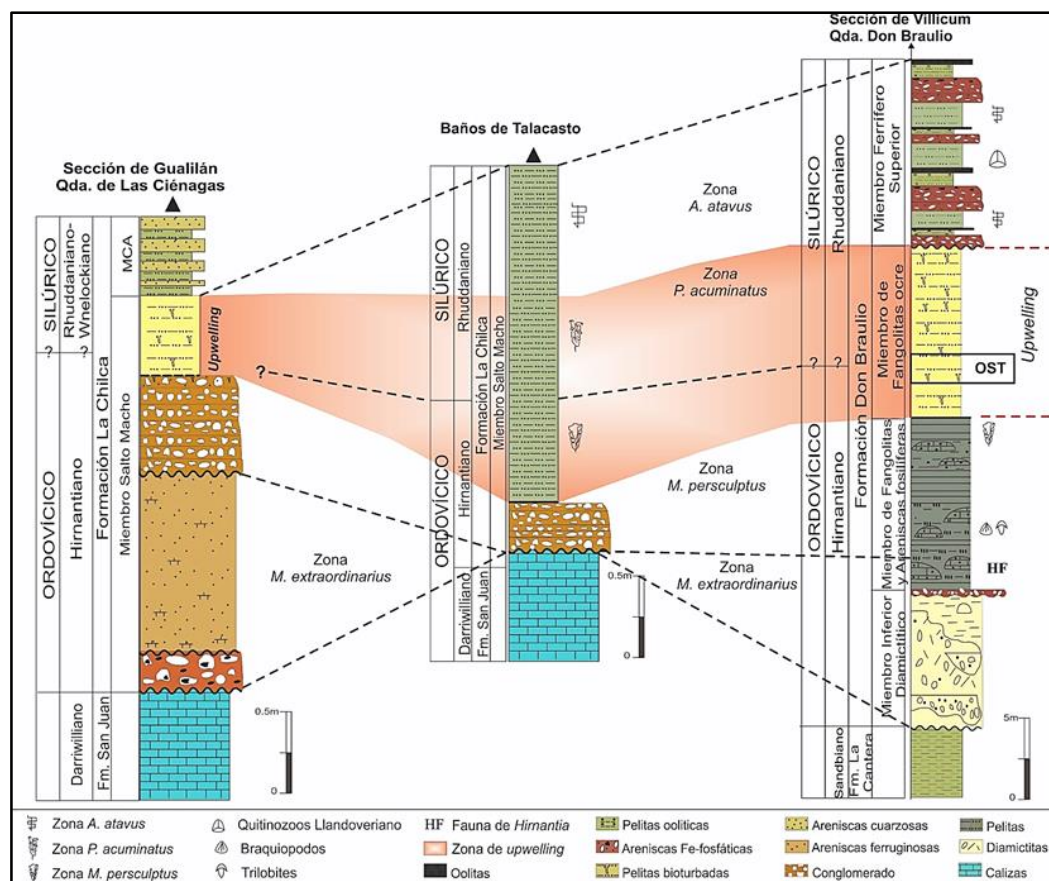
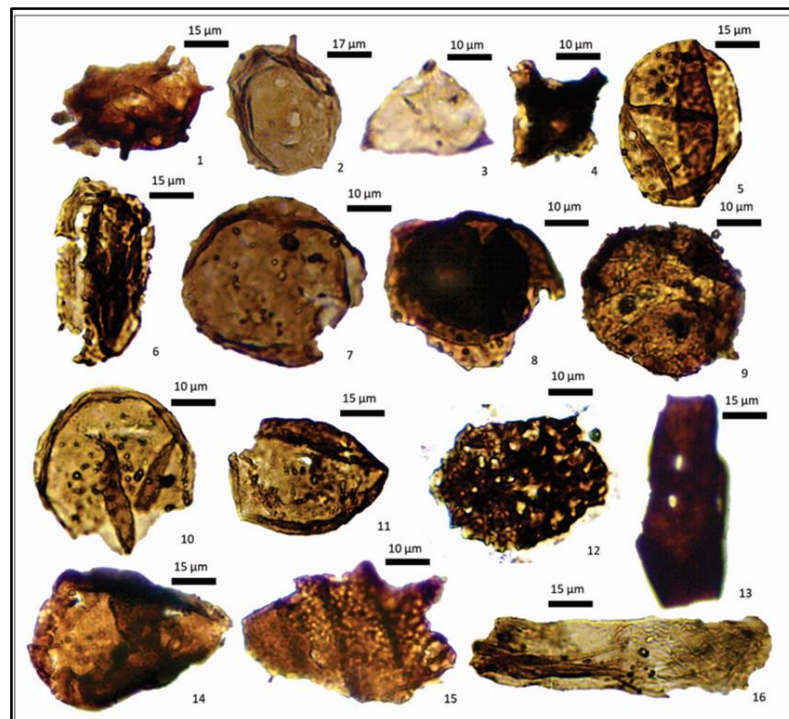


Figura 75. Correlación estratigráfica entre los depósitos de fangolitas bioturbadas de las formaciones La Chilca (Quebrada de Las Ciénagas) y Don Braulio (Quebrada Don Braulio), con las pelitas del Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca en la sección de Baños de Talacasto. La Zona de *M. extraordinarius* es inferida en base a datos correlación bioestratigráfica (ver ítem 10.2.1). La OST es inferida sobre la base de datos quimio-bioestratigráficos (ver ítem 12.2.2)

Estas corrientes habrían originado los procesos de bioturbación con destrucción de estructuras físicas, biogénicas y de restos de cuerpos fósiles en la litofacies C. Las condiciones disóxicas que enmarca el proceso de *upwelling*, sugieren que el frente de redox se encontraba por debajo de la interfase agua- sedimento, lo que corrobora el bajo contenido de MO en el Miembro Fangolitas Ocre de la Formación Don Braulio. Las características de las trazas sugieren posibles organismos excavadores, los cuales incrementan la circulación del O₂ dentro del sedimento, extendiendo en profundidad la discontinuidad del potencial redox (Rhoads y Germano, 1982; Reise, 1985; Buatois *et al.*, 2002). Dadas las características sedimentológicas de las secciones estudiadas, se considera una tasa de sedimentación lenta y continua, permitiendo a los organismos el suficiente tiempo para bioturbar intensamente el sedimento, destruyendo toda estructura sedimentaria de origen físico (Howard, 1978).

BIOFACIES EN LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL



Palinomorfos en la OST en el área de Talacasto y Sierra de Villicum
Determinación de las Faunas Bentónicas Transicionales (BTF) y su relación con la Zona de
M. persculptus en la Precordillera

10- BIOFACIES EN LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL.

El término **biofacies** ha sido utilizado con diferentes objetivos, lo más comunes son: 1) complemento de las litofacies, ya que los fósiles forman parte de la roca (Hallam, 1981); 2) aspectos paleontológicos y condiciones biológicas reinantes durante un depósito (Vera Torres, 1994); y 3) el más usual, para interpretar el significado ambiental o ecológico (Ludvigsen *et al.*, 1986). Según los autores, una biofacies se refiere a una asociación de taxones fósiles asociados en una roca y cuya presencia tiene connotación paleoambiental. Lazo (2007), sugiere que un análisis de biofacies debe contar adicionalmente con un estudio de litofacies de las unidades objeto de trabajo. Las litofacies permiten interpretar los paleoambientes de sedimentación, por ende, variaciones climáticas y en las litofacies producirían cambios en la biofacies, incluso si la depositación es continua (Mango y Albanesi, 2019; y este trabajo).

Las faunas y biofacies relacionadas con la OST, en el marco del evento glacial y postglacial de finales del Ordovícico en Gondwana, han sido estudiadas y analizadas por diversos autores, Copper *et al.*, (2014); Benedetto *et al.*, (2015); Gabbott *et al.*, (2017); Zhang *et al.*, (2017); Bockelie *et al.*, (2017); Finnegan *et al.*, (2012, 2016, 2017); Botting *et al.*, (2018a, b); Le Heron *et al.*, (2018); Huang *et al.*, (2018, 2019); Wang *et al.*, (2019). En cada una de las regiones de Gondwana se establecieron biofacies características del Hirnantiano y Rhuddaniano, lo que ha permitido realizar importantes correlaciones regionales y continentales (Benedetto *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2019; Huang *et al.*, 2019).

En la Precordillera Central y Oriental, las sucesiones que incluyen la OST registran diversas asociaciones faunísticas de braquiópodos, graptolitos, bivalvos y palinomorfos. Las secciones de Precordillera Central en donde existe, hasta el momento, registro de fauna del Hirnantiano y Rhuddaniano corresponden al área de Gualcamayo (Benedetto, 1987, 1999) Cerro del Fuerte (Benedetto, 1987, 1995; Sánchez 1990; Rickards *et al.*, 1996), Mogote Azules (Benedetto y Cocks, 2009), Cerro La Chilca (Astini y Bendetto, 1992; García-Muro y Rubinstein, 2015), área de

Talacasto (Cuerda *et al.*, 1988; Lenz *et al.*, 2003; García-Muro *et al.*, 2016; López *et al.*, 2020), y probablemente área de San Isidro en Mendoza (Heredia *et al.*, 1990; Mitchel *et al.*, 1998). En Precordillera Occidental, Brussa *et al.*, (1999) registran una asociación de graptolitos de la Zona de *M. extraordinarius*, que indica el Hirnantiano inferior.

Tabla 3. Listado de las principales faunas de graptolitos, braquiópodos, bivalvos, trilobites y palinomorfos reconocidas en el OST de Precordillera Occidental, Central y Oriental. GL, área de Gualcamayo; CF, Cerro del Fuerte; MA, Mogotes Azules; CLH, Cerro La Chilca; T, área de Talacasto; DB, Quebrada de Don Braulio; LP, Río Los Patos.

		GL	CF	MA	CLH	T	DB	LP
RHUDDANIANO	A. atavus	<i>Atavograptus atavus</i>						
		<i>Diplograptus sp.</i>						
		<i>Climacograptus innotatus brasiliensis</i>						
		<i>Climacograptus rectangularis</i>						
		<i>Cystograptus? Sp</i>						
		<i>Pseudoclimacograptus cingolani sp.nov</i>						
		<i>Climacograptus normalis</i>						
		<i>Talacastograptus leanzai</i>						
		<i>Lagarograptus praeacinaces</i>						
		<i>Climacograptus angustus</i>						
	<i>Climacograptus aff. Cl. Hughesi</i>							
	<i>Climacograptus sp.</i>							
	<i>Monograptus sp.</i>							
	<i>Glyptograptus sp.</i>							
	<i>Rastriles sp.</i>							
	<i>Heterorthella sp</i>							
	<i>Aphanomena cf. A. mullochensis</i>							
	<i>Dalmanella testudinaria</i>							
	<i>Draboviinae</i>							
	<i>Ancyrochitina sp.</i>							
<i>Ancyrochitina cf. Ancyrea</i>								
<i>Conochitina cf. Chydaea</i>								
<i>Desmochitina sp. cf. C. campanulaeformis</i>								
<i>Euconochitina cf. Filifera</i>								
<i>Euconochitina sp.</i>								
<i>Rhabdochitina sp.</i>								
<i>Sphathachitina sp. Cf. S. clarindoi</i>								
<i>Sphathachitina sp.</i>								
<i>Multiplicisphaeridium cf. Bifurcatum</i>								
<i>Tylopalla caelameniculis</i>								
<i>Tylopalla digitifera digitifera</i>								
<i>Pseudoclimacograptus robustus</i>								
<i>Climacograptus cf. medius</i>								
HIRNANTIANO	TBF-3	<i>Hindella crassa</i>						
		<i>Leangella (Leangella) america sp. nov</i>						
		<i>Eoplectodonta (Eoplectodonta) duplicata</i>						
		<i>Fardenia sp.</i>						
		<i>Glyptorthis vidari</i>						
		<i>Dolerorthis plicata</i>						
		<i>Dalmanella sp.</i>						
		<i>Stegerhynchus pusillum</i>						
		<i>M. persculptus</i>						
		<i>Reuschella sp.</i>						
	<i>Anisopelurella cf. A. gracilis</i>							
	<i>Paromalomena polonica</i>							
	<i>Drabovia undulata n. sp.</i>							
	<i>Plectothyrella crassicosta</i>							
	<i>Eostropheodonta aff. E. himantensis</i>							
	<i>Plectothyrella sp.</i>							
	<i>Armoricochitina sp. cf. Armoricochitina nigerica</i>							
	<i>Cheleutochroa diaphorosa</i>							
	<i>Costaledopsis fuertensis sp.</i>							
	<i>Whiteavesia sp</i>							
<i>Cycloconchidae? Indet.</i>								
<i>Holthedalina? Sp</i>								
<i>Cyphomena sp.</i>								
<i>Dalmanella aff. D. testudinaria</i>								
<i>Dalmanitina sudamericana</i>								
<i>Eohomalonotus villinensis</i>								
<i>Hirantina sagittifera</i>								
<i>M. extraordinarius</i>								

En la Precordillera Oriental, sección de Quebrada de Don Braulio (Sierra de Villicum), estudios bioestratigráfico relacionada a faunas de trilobites, graptolitos, palinomorfos, braquiópoda y espículas de esponjas indican el Hirnantiano y Llandoveryano (Baldis y Blasco, 1975; Volkheimer *et al.*, 1980; Peralta, 1985; Benedetto, 1986, 1990; Peralta y Baldis, 1990; Jiménez-Sánchez *et al.* 2014; Leone y Benedetto, 2019). En la tabla 3 se muestra una síntesis generalizada de las especies registradas en cada una de las secciones mencionadas, biozonas a las cuales fueron asignadas y edad.

10.1 Palinomorfos en la OST del área de Talacasto y Sierra de Villicum.

En la Precordillera Central, diversos estudios palinoestratigráficos han sido realizados en las secciones de Talacasto (Pöthe de Baldis y Peralta, 1999; Pöthe de Baldis, 2003; García-Muro *et al.*, 2016; Gómez *et al.*, 2021a), Cerro La Chilca (García-Muro y Rubinstein, 2015) y Portezuelo de Tambolar (Peralta *et al.*, 1997). Estos registros de palinomorfos están asociados a las zonas de *M. persculptus* (Hirnantiano) y *A. atavus* (Rhuddaniano) (Cuerda *et al.*, 1988). Palinoasociaciones del Hirnantiano (Gómez *et al.*, 2021a) y del Llandoveryano fueron identificadas en el área de Talacasto, Cerro La Chilca y Portezuelo del Tambolar en Precordillera Central, y también en Precordillera Oriental, Villicum y (Volkheimer *et al.*, 1980; Pöthe de Baldis, 1997a, b, 2003; Peralta *et al.*, 1997; García-Muro y Rubinstein, 2015; García-Muro *et al.*, 2016).

A partir de los trabajos realizados, se evidencia una extensa lista de especies de quitinozoos, acritarcos y prasinofíceas, en su mayoría referidos a las zonas de *P. acuminatus* y *A. atavus*. Los estudios de palinomorfos reconocidos para el evento de extinción masiva de finales del Ordovícico, revelaron que quitinozoos y fitoplancton sobrevivieron, si bien ciertos taxones desaparecieron y otros aparecieron, la diversidad se recupera en el Silúrico Temprano (García-Muro *et al.*, 2016; y trabajo citados). Según los mencionados autores, los eventos del Silúrico forman parte de una sucesión de cambios en la biosfera que se inició en el Ordovícico Tardío hasta el Devónico Temprano. Entre los cambios en el ambiente marino, se registra una crisis en la biodiversidad y abundancia de fitoplancton entre el Llandoveryano y el Wenlockiano, posiblemente vinculada con una disminución y cambios físico-químicos de corrientes de *upwelling*.

Estos controles paleoambientales se evidencian en la baja diversidad de fitoplancton en la Formación Don Braulio en la Sierra de Villicum, y en la base de la Formación La Chilca en la sección de Gualilán, y se observa una franca recuperación en niveles suprayacentes junto con asociaciones de graptolitos (ver Tabla 3).

En la sección de Quebrada Ancha, García-Muro *et al.* (2016) analizaron 24 niveles en la Formación La Chilca (Fig. 23A), reconociendo 2 asociaciones principales: la asociación A, se reconoce en la parte superior de la formación, y se caracteriza por una mayor cantidad de posibles restos de palinomorfos, de ambiente de plataforma proximal. La Asociación B está en la parte inferior de la unidad, en la cual predomina la materia orgánica amorfa (AOM), representativa de ambientes de plataforma interna de baja energía. Ambas asociaciones no mostraron evidencia de control paleolatitudinal o barreras geográficas, los cambios observados en la abundancia relativa sugieren que la distribución estuvo controlada por cambios físico-químicos en el agua. Los citados autores asignaron las asociaciones descritas a conjuntos de fitoplancton, con una distribución cosmopolita durante el Llandoveryano y Wenlockiano.

En la localidad de Cerro La Chilca, García-Muro y Rubinstein (2015) analizaron un nivel fértil de la Formación La Chilca, el cual posee palinomorfos mal preservados y escasamente diversificados, predominando las formas de fitoplancton marino. Un 3% comprende criptoesporas como *Gneudnaspora divellomedia* y pocos especímenes del género *Hispanaediscus*. Los autores proponen el Wenlockiano para el citado nivel fértil principalmente por la presencia de *Schismatosphaeridium algerense*.

En la Sierra de Villicum, Precordillera Oriental, se describen palinomorfos asociados al Miembro Ferrífero Superior de la Formación Don Braulio. Inicialmente Volkheimer *et al.*, (1980) identificaron quitinozoos del Silúrico Inferior, por la presencia de *Cyathochitina campanulaeformis* y *Conochitina chydaea*, como representantes típicos del Llandoveryano. La variedad de géneros y especies registrados (Pöthe de Baldis, 1997b) sugieren un clima templado a cálido, en un ambiente marino de poca profundidad, específicamente en un área costera de alta energía.

Como parte de los objetivos de este trabajo, se realizó un muestreo en el área de Talacasto (Quebrada Ancha, Pobleto Norte y Baños de Talacasto) y Quebrada de Don Braulio (Gómez *et al.*, 2021a). En las secciones de Quebrada Ancha y Baños de

Talacasto se recolectaron muestras en la base del Miembro Salto Macho, inmediatamente por encima del conglomerado con clastos de chert (litofacies A2), desde la Zona de *M. persculptus* hasta la Zona *P. acuminatus* (Cuerda *et al.*, 1988), en intervalos de 10 cm aproximadamente. En la sección de Poblete Norte, el muestreo se centró en 3 niveles; tope de las areniscas Fe-fosfáticas (litofacies A3), en las pelitas con ooides (subfacies B1Q) y en el nivel oolítico (subfacies B1FP), inmediatamente por debajo de las pelitas con graptolitos de la Zona de *M. persculptus* (López *et al.*, 2020). En esta sección, a partir del análisis palinológico de las muestras obtenidas en los niveles basales de la Formación La Chilca, se identificaron especies de palinomorfos que sugieren una edad hirnantiana (Gómez *et al.*, 2021a). A continuación se describen las secciones muestreadas y los resultados palinológicos preliminares obtenidos.

10.1.1 Sección Baños de Talacasto.

En la sección de Baños de Talacasto, la mayoría de los niveles presentaron palinomorfos (quitinozoarios y acritarcas) color castaño oscuro y negro. Hacia la base se observa un alto contenido de materia orgánica amorfa (AOM), el cual disminuye en los niveles superiores. La diversidad de posibles especies identificables es baja en los niveles inferiores, sin embargo la especie *Crassiangulina tesselita?* ha sido registrada en los niveles BT2 y BT3. En el nivel BT5 se registran adicionalmente criptoesporas y escasos fitoclastos (tipo traqueidas) (Fig. 76).

10.1.2 Sección de Quebrada Ancha.

En la sección de Quebrada Ancha se registran restos de quitinozoarios y acritarcas de coloración castaño oscuro y negro en todos los niveles muestreados, y materia orgánica amorfa (AOM). En la litofacies de areniscas oolíticas (B1) se tomaron 4 muestras iniciando con el nivel QA-B3 donde se registran fragmentos de fitoclastos y escolocodontes, asociados a fragmentos de quitinozoarios y criptoesporas. En el nivel QA-T3 se registra la presencia de *Quadraditum fantasticum?* junto a criptoesporas y fragmentos de quitinozoarios. Hacia el tope de esta misma litofacies, en el nivel QA-T2 se registra abundante materia orgánica negra (MOn), junto a fragmentos de quitinozoarios indeterminados y criptoesporas. A partir del nivel QA6 se observa la presencia de esporas, y en el nivel QA8 se registró la primera aparición de traqueidas

en la sucesión pelítica. Hacia el tope, nivel QA10, se reconocieron frecuentes formas esferoidales tipo criptoesporas y Leiosphaeiridia (Fig. 77).

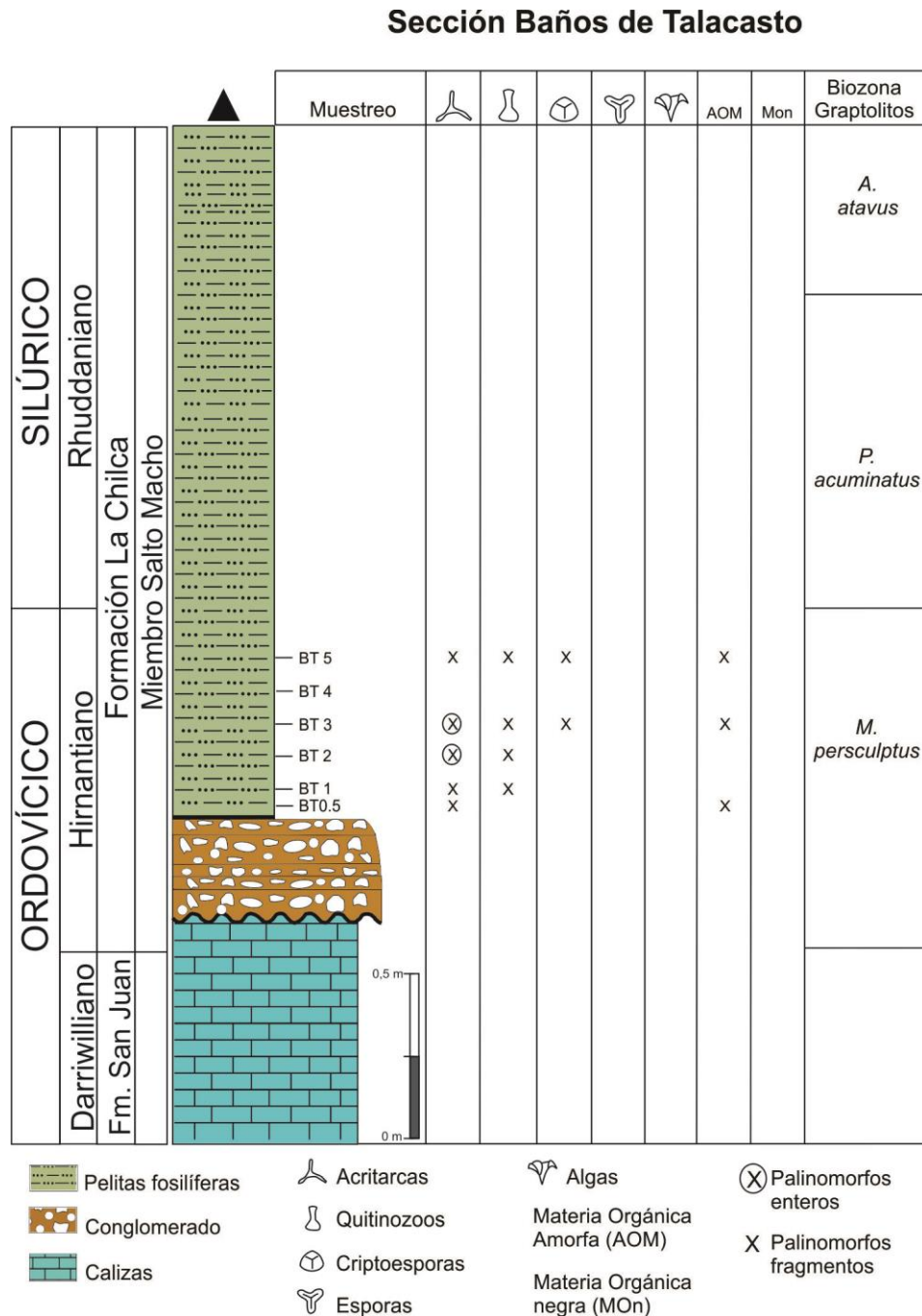


Figura 76. Distribución de los palinomorfos en los estratos basales de la Formación La Chilca, en la sección de Baños de Talacasto. Los palinomorfos reconocidos se encuentran asociados a la Zona de *M. persculptus* (Cuerda *et al.*, 1988).

Sección Quebrada Ancha

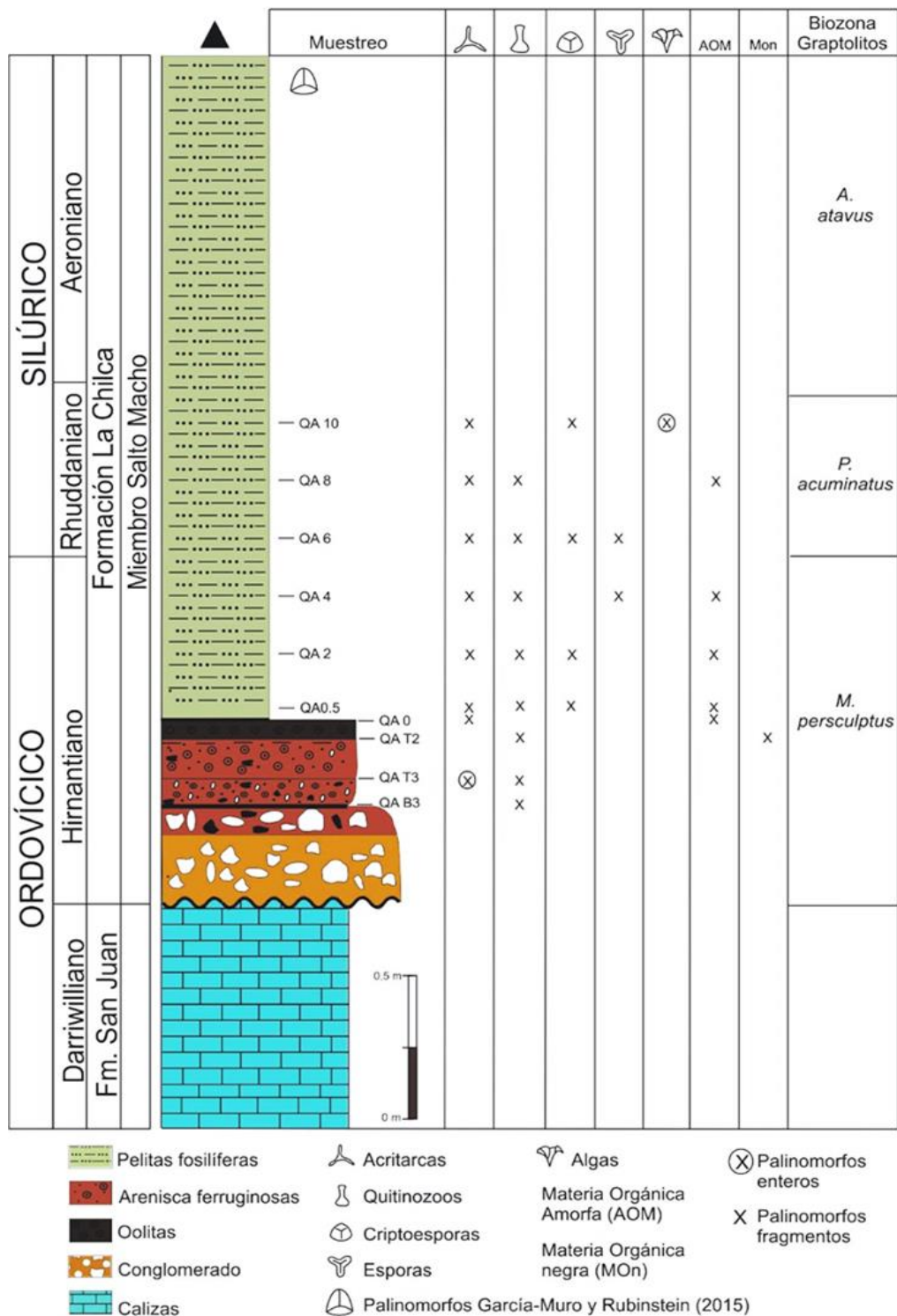


Figura 77. Distribución de los palinomorfos en los estratos basales de la Formación La Chilca en la sección de Quebrada Ancha. Se muestra la distribución estratigráfica de los grupos de palinomorfos reconocidos en este estudio, con respecto a las zonas de *M. persculptus* y *P. acuminatus* (Baldis et al., 1984b; Cuerda et al., 1988) y la asociación descrita por García-Muro y Rubinstein (2015).

10.1.3 Sección de Poblete Norte

Una asociación de palinomorfos bien preservados fue reconocida en la sección de Poblete Norte (PN4), proveniente de la subfacies B1FP (Fig. 78). Esta asociación está compuesta por 10 especies de quitinozoos, 7 acritarcos y 6 criptosporas (Fig 79, 80). Entre las especies reconocidas se destacan el acritarco *Cheleutochroa diaphorosa* (Turner) y los quitinozoos *Ancyrochitina* sp. cf. *Ancyrochitina merga* (Jenkins), *Armoricochitina* sp. cf *Armoricochitina nigerica* (Bouché), *Calpichitina lenticularis* (Bouché), *Conochitina minnesotensis* (Stauffer), *Euconochitina lepta* (Jenkins), *Lagenochitina deunffi* Paris, *Spinachitina bulmani* (Jansonius). Los niveles muestreados infra y suprayacente al nivel PN4 no han aportado hasta el momento información palinológica.

10.1.4 Sección de Quebrada de Don Braulio

En la sección de Quebrada de Don Braulio, debido al amplio registro de palinomorfos conocidos en el Miembro Ferrífero Superior de la Formación Don Braulio (Volkheimer *et al.*, 1980; Pöthe de Baldis, 1997b), el muestreo se enfocó en los sedimentos del miembro infrayacente (Miembro de Fangolitas Ocre), y en el contacto entre ambos, con intervalos de 50 cm entre muestras. Los resultados obtenidos son escasos y al igual que en la Precordillera Central requieren de un nuevo muestreo.

En el Miembro de Fangolitas Ocre 9 de los 25 niveles muestreados proporcionaron información palinológica. Entre ellos, son frecuentes los fragmentos de materia orgánica negra y algunos quitinozoarios enteros que se documentaron en los niveles MFO 2, MFO 2.5, MFO 7 y MFO 8. En el tope del Miembro de Fangolitas Ocre, por debajo del contacto con el Miembro Ferrífero Superior, la muestra MFO 12 registra una asociación de quitinozoarios, cripto esporas, acritarcas, y posibles escasas esporas y traqueidas (Fig. 81).

Sección Poblete Norte

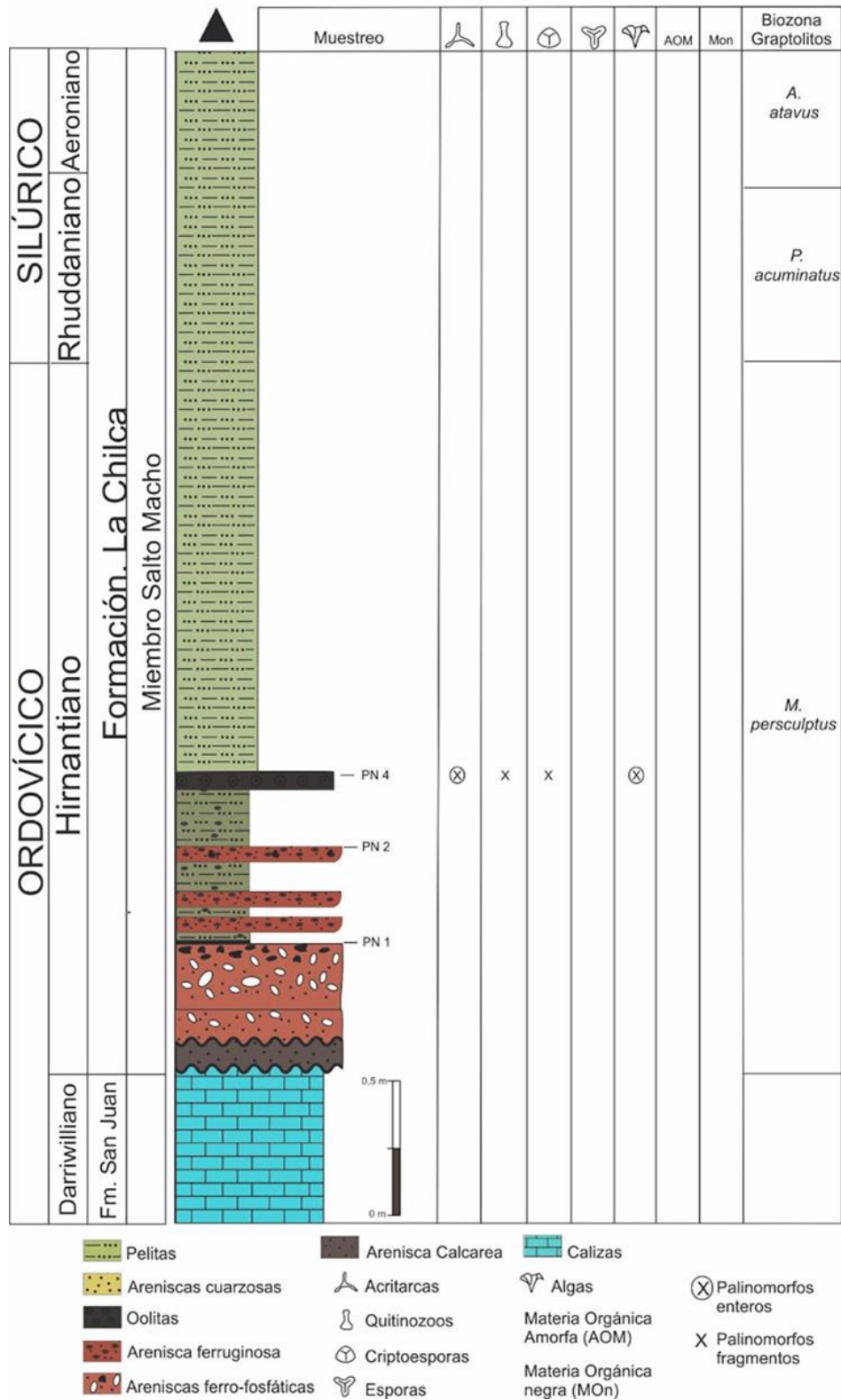


Figura 78. Distribución de los palinomorfos en los estratos basales de la Formación La Chilca en la sección de Poblete Norte. La asociación reconocida se encuentra relacionada con la Zona de *M. persculptus* descrita por Lopez *et al.* (2020).

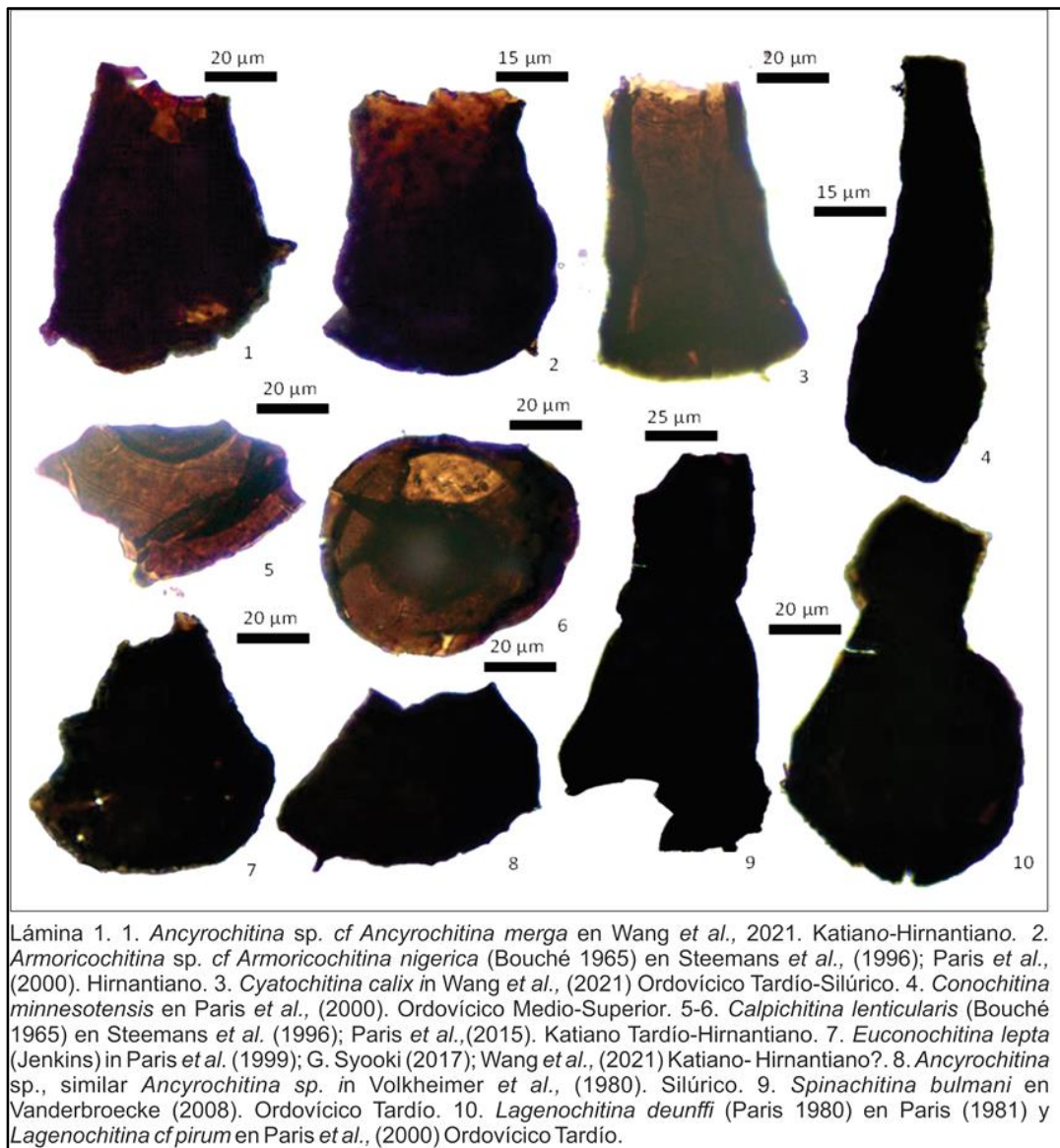


Figura 79. Especies de quitinozoos encontrados en la Sección de Poblete Norte.



Figura 80. Especies de criptoesporas, acritarcas y otros restos encontrados en la Sección de Poblete Norte.

Sección Quebrada Don Braulio

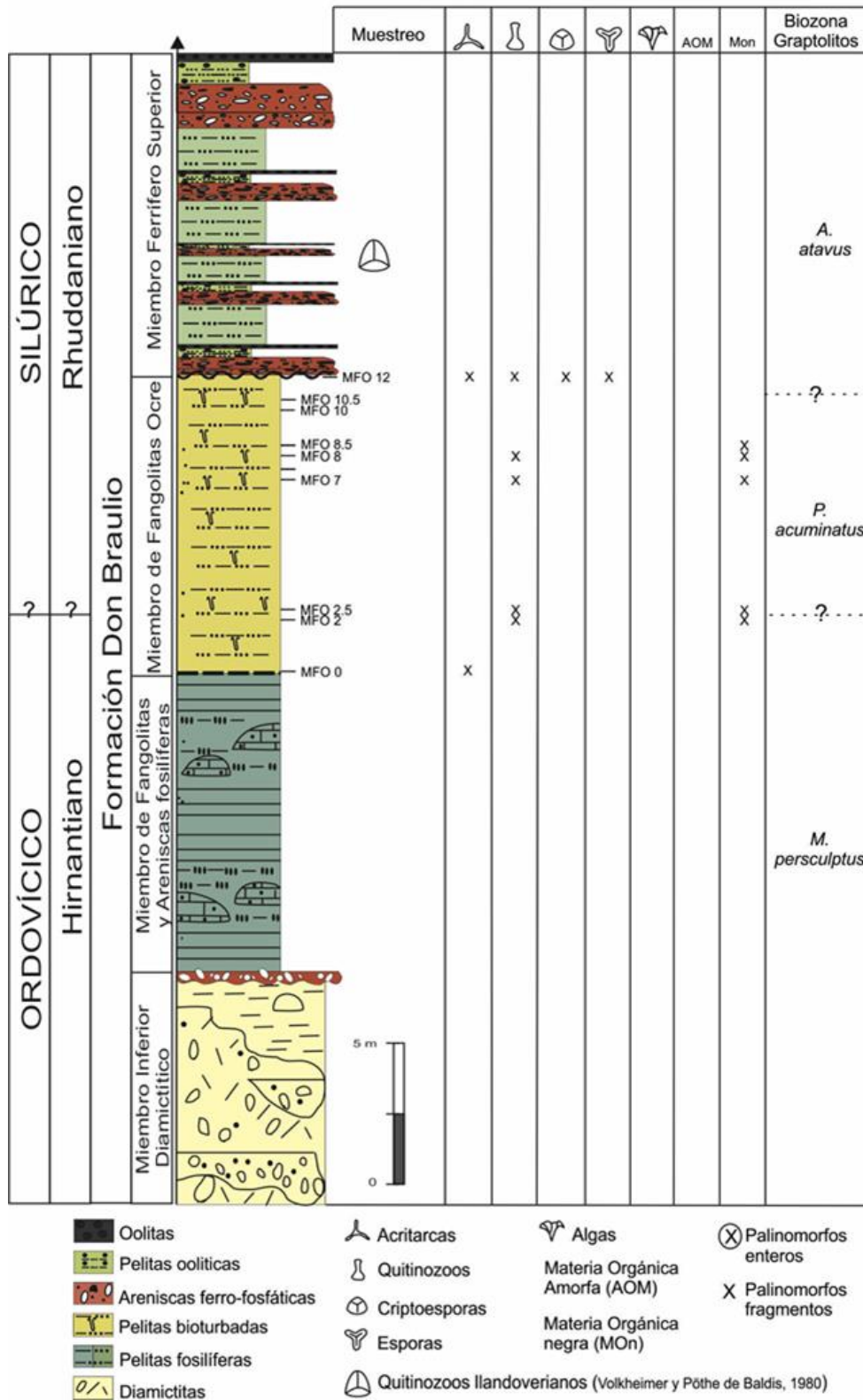


Figura 81. Perfil de la sección Quebrada de Don Braulio, en el cual se muestra la distribución de los grupos de palinomorfos encontrados en el Miembro de Fangolita Ocre, y su relación estratigráfica con las zonas de *M. persculptus* (Peralta y Baldis, 1990) y *A. atavus* (Peralta, 1985) y los quitinozoos llandoverianos descritos por Volkheimer *et al.*, (1980). La OST es sugerida en base al análisis de datos isotópicos (Sial *et al.*, 2017a, b, 2022) (Ver ítem 12.2.2).

10.1.5 Palinomorfos del Hirnantiano en los estratos basales de la Formación La Chilca.

El estudio palinológico en las sucesiones de la OST contribuye a comprender la evolución paleoecológica de las diversas biofacies presentes en la Precordillera. Estudios previos de palinomorfos registrados en los niveles basales de la Formación La Chilca, registraron principalmente una edad llandoверiana (Pöthe de Baldis, 1997a, b, 2003; García- Muro y Rubinstein, 2015; Gracia-Muro *et al.*, 2016). Sin embargo, se ha mencionado la presencia de especies cosmopolitas características del Ordovícico Superior en niveles ubicados a 2 m por encima del conglomerado basal en la sección de Quebrada Ancha (García-Muro y Rubinstein, 2015, y citas allí presentes) (Fig. 23A).

Los resultados obtenidos en las secciones de Poblete Norte, Quebrada Ancha y Baños de Talacasto, indican una variedad de microorganismos fragmentados con moderada preservación; no obstante, se pueden distinguir algunas especies y rasgos paleoambientales importantes. En el nivel PN4, algunas especies poseen un amplio rango de edad entre el Katiano y el Silúrico: *Ancyrochitina* sp. cf *Ancyrochitina merga* Katiano-Hirnantiano; *Armoricochitina* sp. cf *Armoricochitina nigerica* (Bouché 1965) Hirnantiano; *Conochitina minnesotensis*. Ordovícico Medio-Superior; *Calpichitina lenticularis* (Bouché 1965); *Euconochitina lepta* (Jenkins) Katiano-Hirnantiano? (ex Ashgilliano); *Spinachitina bulmani* Ordovícico Tardío; *Lagenochitina deunffi* (Paris 1980), Ordovícico Medio; *Cheleutochroa diaphorosa* (Turner 1984) que probablemente corresponde a *Multiplicisphaeridium* sp. cf *arbusculiferum* en Melendi y Volkheimer (1982).

Sin embargo, la presencia del quitinozoo *Armoricochitina* sp. cf *Armoricochitina nigerica* y el acritarco *Cheleutochroa diaphorosa* confirman el Ordovícico Tardío (Hirnantiano), relacionada con las regiones de Gondwana (Fig. 82). La edad hirnantiana de la asociación se correlaciona con la Zona *M. persculptus* (Lopez *et al.*, 2020), inmediatamente por encima del nivel oolítico (Fig. 78).

En la asociación PN4 también se registran algunas formas típicas del Llandoверiano-Wenlockiano en la Precordillera, entre las que se destacan en trabajos anteriores *Crassiangulina tessellita* para la parte superior de la Formación La Chilca (García-Muro y Rubinstein, 2015) y *Quadraditum deunffi* en el miembro inferior de la

Formación Los Espejos (Pöthe de Baldis, 1981; Pöthe de Baldis y Peralta, 1999). La distribución temporal de estas especies ha sido revisada recientemente (Le Hérisse *et al.*, 2001; Ghavidel-Syooki *et al.*, 2011), por lo que se recomienda una revisión para descartar redepósito en los sedimentos más jóvenes (Gómez *et al.*, 2021).

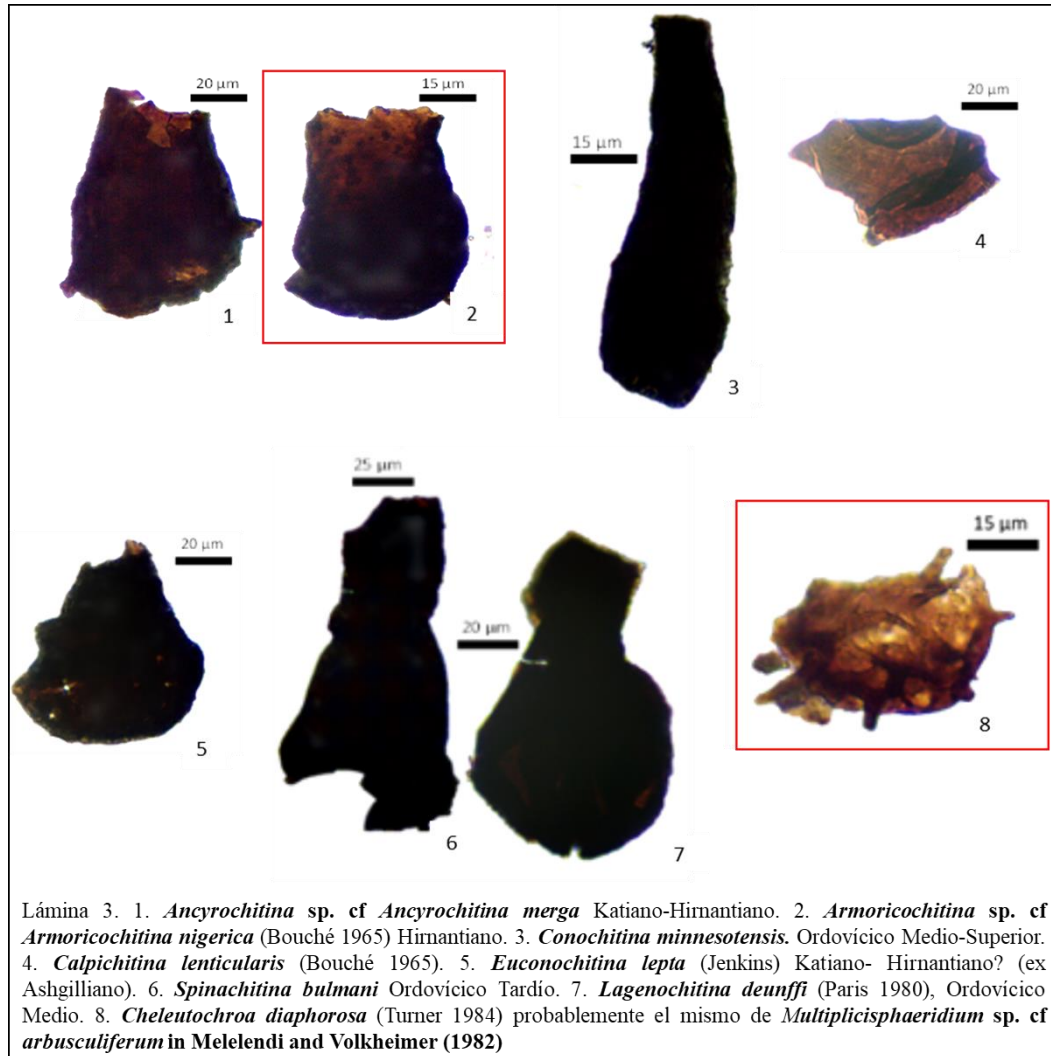


Figura 82. Asociación de palinomorfos seleccionados del nivel PN4 en sección de Poblete Norte, área de Talacasto. Las especies *Armoricochitina* sp. cf. *Armoricochitina nigerica* (2) y *Cheleutochroa diaphorosa* (8), resaltadas en cuadros rojos, confirman una edad Ordovícico Tardío (Hirnantiano).

Entre los rasgos paleoambientales, se destaca la presencia de criptoesporas en los niveles BT0.5 y QA B3 de las secciones de Talacasto, la cuales sugieren que al final del 3er pulso e inicio del 4to pulso transgresivo (Ver capítulo Sucesión de Eventos) la cuenca recibía aporte de ambientes terrestres marginales, probablemente durante y posterior a la incorporación de Fe. En el Hirnantiano superior, la presencia de quitinozoarios sugiere facies principalmente marinas (BT1, BT2, QA T2, QA0). En la

Zona de *P. acuminatus* se puede observar una reactivación del aporte terrestre (BT3, BT5, QA4, QA6), que continúa en la Zona de *A. atavus* (QA10) (Figs. 76, 77).

En la sección de Don Braulio, los niveles inferiores y medios del Miembro Fangolitas Ocre (MFO), muestra relación con ambientes marinos (MFO2, MFO2.5), coherente con la presencia de glauconita en los sedimentos (Sánchez *et al.*, 1991; Peralta, 1993a, b; Peralta y Carter, 1999). Se destaca la presencia de palinomorfos marinos en los niveles MFO2 y MFO2.5, muy próximos entre sí, y su semejanza en lito y biofacies con otras de edad hirnantiana (PN4). En el nivel MFO12, las lito y biofacies rhuddanianas estarían indicando una somerización y aporte bio-sedimentario terrestre, con influencia de agua dulce confirmando la reactivación de aportes terrestres de la cuenca para el área de Talacasto (Fig. 81). La escasez de niveles productivos o fértiles en el Miembro Fangolitas Ocre, podría atribuirse a la intensa bioturbación indicando un mayor nivel de oxigenación en el fondo, que habría impedido la preservación de materia orgánica en el depósito (Peralta, 1993a, b; Peralta y Carter, 1999).

Desde el punto de vista paleoecológico y paleoclimático, Pöthe de Baldís (1997a) sugiere que las asociaciones de acritarcas en el Miembro Ferrífero Superior de la Formación Don Braulio (Sierra de Villicum) indicaría aguas templadas a cálidas y someras, en un mar abierto. En la Precordillera Central, un ambiente reductor en una plataforma interna, es sugerido para las asociaciones de quitinozoos presentes en el Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca, sección Quebrada Ancha (Pöthe de Baldís, 2003).

10.2 Determinación de las Faunas Bentónicas Transicionales (BTF) y su relación con la Zona de *M. persculptus* en la Precordillera.

Wang *et al.*, (2019) evaluaron la extinción masiva de finales del Ordovícico (LOME), como un evento rápido de un solo pulso, seguido por una prolongada recuperación inicial, intermitentemente afectada por cambios climáticos a través del Hirnantiano. Posterior a esto, continuó un progresivo restablecimiento de los ecosistemas marinos durante el Silúrico Temprano (Rhuddaniano-Aeroniano), asociado con una mejora general de las condiciones climáticas. La revisión global de los organismos marinos del Ordovícico Tardío, indica que las asociaciones bentónicas de aguas cálidas,

asignadas a la biota hirnantiana, comprenden dos faunas distintas y claramente postglaciales, ambas más jóvenes (Hirnantiano medio y superior, respectivamente), que la fauna de agua fría del Hirnantiano inferior.

La Fauna de *Hirnantia* representa un conjunto extendido de especies de braquiópodos, con distribución casi global que se desarrolló a finales del Ordovícico, como resultado del drástico cambio climático debido a la glaciación del Hirnantiano (Bernandez *et al.*, 2014). En las paleolatitudes polares y subpolares del Ordovícico, la Fauna de *Hirnantia* tiene una diversidad extremadamente baja, ejemplo de ello es el conjunto de la “provincia de Bani”, de la actual África del Norte. La diversidad aumenta en paleolatitudes ligeramente más templadas, más allá de la región circumpolar (conjunto de la “provincia de Kosovo” de Bohemia, Cerdeña, Alpes Cárnicos y Pontides), y alcanza un máximo en las paleolatitudes tropicales y subtropicales (conjunto de la “provincia de Edgewood” de Laurentia, Báltica o sur de China) (Bernandez *et al.*, 2014).

La presencia de organismos bentónicos marinos a través de la OST, permitió el reconocimiento de tres asociaciones bentónicas sucesivas y distintas, diferenciables a nivel mundial, de las faunas anteriores a la extinción y de las típicas faunas silúricas. Estas asociaciones fueron denominadas Faunas Bentónicas Transicionales (TBF 1, TBF 2 y TBF 3, por sus siglas en inglés *Transitional Benthonic Fauna*), las cuales se encuentran estrechamente vinculadas a zonas de graptolitos, conodontes y espículas de esponjas.

A continuación se describen cada una de las TBF definidas por Wang *et al.*, (2019):

TBF1: Esta fauna prosperó inmediatamente después de la Extinción Masiva de Finales del Ordovícico (*End Ordovician Massive Extinction*), EOME por sus siglas en inglés. Está caracterizada por braquiópodos de la Fauna de *Hirnantia* de agua fría sensu Rong y Harper (1988), que incluyen formas típicas y atípicas, pero excluyendo aquellos que se asignan a TBF2. La TBF1 habitaba en una amplia variedad de profundidades, desde ambientes próximos a la costa hasta ambientes más alejados de la costa (*offshore*), y ocuparon casi todas las latitudes desde el Polo Sur hasta los trópicos durante el Hirnantiano temprano (Rong and Harper, 1988; Rong *et al.*, 2002, 2010; Wang *et al.*, 2017, 2018).

TBF2: Esta fauna habitó principalmente mares de aguas cálidas de casi todas las latitudes, inmediatamente después de la glaciación principal, pero se reconoce más fácilmente en condiciones de agua cálida en regiones de baja latitud. Sobre la base de sus braquiópodos, TBF2 ha sido tradicionalmente considerada como una variante ecológica contemporánea de TBF1 (Brenchley y Cocks, 1982; Brenchley y Cullen, 1984; Rong y Li, 1999). Su registro estratigráfico relacionado con la parte inferior de la Zona de *M. persculptus*, y el carácter distintivo de la fauna, apoyan el reconocimiento de TBF2 como una unidad evolutiva separada.

La asociación de braquiópodos en TBF2 es frecuentemente dominada por *Hindella* o *Dalmanella*, y generalmente carecen de elementos clave de la Fauna de *Hirnantia*, particularmente el género *Hirnantia* en sí misma. Ejemplos de TBF2 dominado por braquiópodos incluyen la asociación de *Dalmanella testudinaria* – *Dorytreta longicrura* en Guizhou septentrional (Rong y Li, 1999), asociaciones de *Hindella-Cliftonia* y *Dalmanella* en el distrito de Oslo-Asker (Brenchley y Cocks, 1982), y coquinas de *Hindella* en el área de Siljan (Kröger *et al.*, 2015).

TBF3: Habitó condiciones geográficas y climáticas similares a TBF2, y posteriormente fue reemplazada por la típica fauna silúrica en la transición Ordovícico–Silúrico. En ambientes de aguas poco profundas, inicialmente se reconoció como parte de TBF1 (Amsden, 1974; Amsden y Barrick, 1986), pero más tarde, más o menos coetánea, con esa fauna (Rong y Harper, 1988; Bergström *et al.*, 2014; Harper *et al.*, 2014). Recientemente se ha interpretado como más joven que TBF1 y TBF2 (Wang *et al.*, 2017, 2018).

Los braquiópodos de TBF3 están representados por formas pionera de la fauna diversa de *Cathaysiorthis* en el sur de China (Rong *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2015) y de la Fauna de Edgewood en el centro-este de Laurentia y el distrito Oslo-Asker de Báltica (Brenchley y Cocks, 1982; Rong y Harper, 1988; Wang *et al.*, 2017). En ambientes de aguas más profundas, similares a TBF2, esta fauna está dominada por esponjas (Sección 5; Botting *et al.*, 2018a), aunque también pueden ocurrir asociaciones dominadas por braquiópodos (Rong *et al.*, 2008). La edad de TBF3 probablemente esté restringida al Hirnantiano tardío.

10.2.1 TBF1: Faunas Bentónicas Transicionales tipo 1

En la Precordillera se han identificado braquiópodos de la Fauna de *Hirnantia*, formas de trilobites (Baldis y Blasco, 1975; Benedetto, 1986, 1987; Astini y Benedetto, 1992), y graptolitos de la Zona de *M. persculptus* (Cuerda *et al.*, 1988; Peralta y Baldis, 1990; Rickards *et al.*, 1996) (Figura 18; 21A, B; 22). De acuerdo con Wang *et al.*, (2019), los braquiópodos pertenecientes a TBF1 (típica Fauna de *Hirnantia*) pueden ser encontrados en latitudes medias y altas de Gondwana occidental, asociados a escasos trilobites, relacionados o inmediatamente por encima de diamictitas de origen glacimarino, citando como ejemplo de ello, la fauna descrita por Benedetto (1986) en la Sierra de Villicum.

Sin embargo, la fauna de braquiópodos hirnantianos presentes en la Formación Don Braulio, en **Precordillera Oriental** (Benedetto, 1986), en el Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas (Peralta, 1993), se encuentra representada por 2 asociaciones con litofacies diferentes. La primera de ellas dominada por *Hirnantia sagittifera* y *Dalmanella testudinaria*, usualmente asociada con *Coolini* sp. y *Dalmanitina sudamericana*, asociada a una litofacies de fangolitas y lentes calcáreas de la parte basal del aludido Miembro Fosilífero. La segunda asociación de braquiópodos se encuentra 2 m por encima de la primera, en una litofacies de fangolitas y limolitas calcáreas del aludido miembro, en donde predominan las especies *Eostropheodonta* cf. *E. hirnantensis* y *Plectothyrella* sp. asociado con *Calymenella villicunensis*, *Palaeoneilo* sp. y *conulariids*. Posteriormente, Benedetto (1990) incorpora las especies *Cliftonia oxoplecioide* y *Paromalomena polonica*, recolectados en los niveles de coquinas que suprayacen las diamictitas y asociados a *Hirnantia sagittifera*. Según el mismo autor, en la comunidad de *Hirnantia-Modiolopsis*, definida por Sánchez (1985a), la especie *Paromalomena* es escasa y *Cliftonia* está ausente.

La distribución de las asociaciones de braquiópodos en Precordillera Oriental y las litofacies asociadas sugieren que, la primera asociación dominada por *Hirnantia sagittifera* y *Dalmanella testudinaria* podría ser la única que pertenece a la biofacies de TBF1 (Fig. 83D). Esta biofacies se registra en la Zona de *M. extraordinarius* (Hirnantiano inferior), o inmediatamente por debajo de la primera aparición de los graptolitos de la Zona de *M. persculptus* (Hirnantiano medio), de acuerdo con la definición de Wang *et al.* (2019). Ello permitiría inferir la presencia de la Zona de *M. extraordinarius* en la Quebrada de Don Braulio, a pesar de la falta de registro de

formas diagnósticas. Por consiguiente, el Miembro Inferior de Diamictitas y la base del Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas podrían ser litofacies asociadas con esta biozona (Fig. 84).

10.2.2 TBF2: Faunas Bentónicas Transicionales tipo 2

En **Precordillera Oriental**, la segunda asociación de braquiópodos descritas por Benedetto (1986, 1990), dominada por *Eostropheodonta* cf. *E. hirnantensis*, *Plectothyrella* sp. y *Paromalomena polonica*, presenta una mayor afinidad con la biofacies TBF2 (Fig. 83D), debido a la ausencia de elementos de la típica Fauna de *Hirnantia*. Asociaciones similares a esta última, fueron identificadas por los mencionados por Wang *et al.*, (2019) para la biofacies TBF2 en las regiones de Paraguay, Formación Eusebio Ayala, y en la Formación Zapla en el noroeste de Argentina.

En **Precordillera Central**, el registro de braquiópodos del Hirnantiano se restringe a las localidades de Cerro La Chilca (Astini y Benedetto, 1992), Mogotes Azules (Benedetto y Cocks, 2009), Cerro del Fuerte (Benedetto, 1987) y área de Guandacol (Benedetto y Herrera, 1987). En la localidad de Cerro La Chilca, Astini y Benedetto (1992) reportaron la presencia de las especies *Paromalomena polonica*, *Plectothyrella crassicosta* y un espécimen de *Drabovia*, y menos frecuentes formas asignables a *Dalmanella*; abundantes ejemplares de *Dalmanitina sudamericana*, además de corales y briozoos. Esta fauna se encuentra en depósitos equivalentes a la Formación Don Braulio, en litofacies de areniscas limosas de coloración grisácea a verdosa, profusamente bioturbadas, con cemento calcáreo. Estos depósitos se encuentran por encima de una brecha calcárea considerada un equivalente estratigráfico del Miembro Basal de Diamictitas en la sección tipo. La interpretación paleoambiental de esta litofacies indica condiciones marinas normales, en un ambiente de plataforma glacimarina, como parte del sistema depositacional o cortejo de nivel del mar alto (*Highstand Systems Tract*) (Astini y Benedetto, 1992). La ausencia de elementos claves de la típica Fauna de *Hirnantia*, como es el caso de *Hirnantia sagittifera*, descarta la posibilidad de que esta asociación pertenezca a la TBF1 en la acepción de Wang *et al.* (2019). Una correlación con el segundo nivel de braquiópodos descritos en la Formación Don Braulio, Precordillera Oriental (Benedetto, 1986, 1990), asignados a la TBF2 y litofacies asociada, sugiere que una asignación a esta biofacies sería más apropiada para la fauna hirnantiana de la localidad de Cerro La Chilca (Fig. 83 C).

Huang *et al.*, (2019), proponen que la presencia de la asociación *Paromalomena-Aegiromena* se debe a un cambio de ambiente sedimentario, de *onshore* a *offshore*, dentro de las comunidades de la Fauna de *Hirnantia*, en la transición de plataforma media (asociación *Aphanomena-Hirnantia*) a plataforma profunda (*Paromalomena-Aegiromena*) durante una transgresión gradual. El cambio de litofacies también apoya la transición de las faunas de aguas poco profundas a ambientes de aguas más profundas. La transición de asociaciones dominadas por la típica Fauna de *Hirnantia* de agua fría a la asociación de aguas profundas *Aegiromena-Anisopleurella*, correspondería a un aumento del nivel del mar, asociado con el inicio del calentamiento global superficial (Huang *et al.*, 2019). Según estos autores, especímenes pertenecientes a esta última asociación, correlacionables con la Zona de *M. persculptus*, pueden ser asignados a la biofacies TBF2, indicando el comienzo del aumento del nivel del mar durante el Hirnantiano tardío.

Un ejemplo de esta transición podría estar representado por el cambio de fauna desde Cerro La Chilca a la sección de Cerro del Fuerte. En esta última sección, Benedetto (1987) registra la presencia de *Reuschella* sp. y *Anisopleurella* cf. *A. gracillis*, asociadas con graptolitos de la Zona de *M. persculptus* (Rickards *et al.*, 1996), suprayacentes a conglomerados polimícticos interpretados como *lags* transgresivos (Sánchez *et al.*, 1991). Benedetto (1987) menciona que la aludida fauna de braquiópodos se encuentra localizada por arriba de niveles portadores de Fauna de *Hirnantia*, y por debajo de la típica Fauna del *Rhuddaniano*. Por su posición bioestratigráfica, asociación con litofacies transgresivas postglaciales, y composición faunística, se sugiere que la fauna de braquiópodos hirnantianos de la sección del Cerro del Fuerte pertenece a una variante de la biofacies TBF2 en aguas más profunda, de acuerdo con lo propuesto por Wang *et al.*, (2019) y Huang *et al.*, (2019) (Fig. 83A). Una asociación similar es reconocida por Benedetto (1999) en la Formación Trapiche, área del Río Gualcamayo, a la que el mencionado autor asigna al Hirnantiano (ex Ashgilliano tardío), destacando que en la misma no se han encontrado componentes típicos de la Fauna de *Hirnantia*, como los presentes en Villicum y Cerro La Chilca.

10.2.3 TBF3: Faunas Bentónicas Transicionales tipo 3

La asociación de braquiópodos reconocida en la sección de Mogotes Azules (Benedetto y Cocks, 2009) y asignada al *Rhuddaniano* inferior a medio, ha sido discutida por Wang *et al.*, (2019). Estos últimos autores consideran que una edad

hirnantiana tardía sería más apropiada para esta fauna, por su asociación con niveles de *M. persculptus* (secciones de Cerro del Fuerte y Talacasto), asignándola a la biofacies TBF3 (Fig. 83B). De ser así, esta biofacies se correlaciona con los niveles portadores de graptolitos de la Zona *M. persculptus*, que se encuentra inmediatamente por encima del conglomerado con clastos de chert, en la base de la Formación La Chilca (litofacies A2), caracterizada por su relación con el evento transgresivo postglacial Hirnantiano.

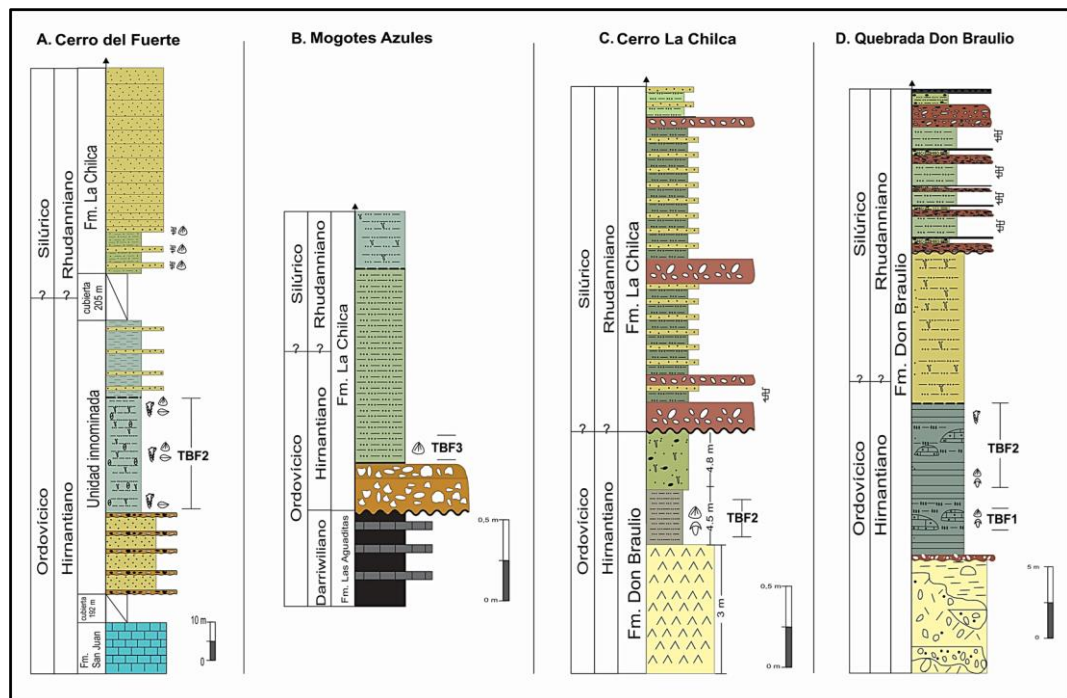


Figura 83. Biofacies propuestas en esta Tesis para Precordillera Central y Oriental, de acuerdo con Wang *et al.*, (2019). A- Biofacies TBF2 en ambiente profundo, sugerida para la unidad innominada (Benedetto, 1987; Sánchez, 1990; Rickards *et al.*, 1996). B- Biofacies TBF3 sugerida por Wang *et al.* (2019), para la asociación de braquiópodos en la sección de Mogotes Azules (Benedetto y Cocks, 2009). C- Biofacies TBF2 sugerida para la fauna de braquiópodos y trilobites en la sección de Cerro La Chilca (Astini y Benedetto, 1992). D- Biofacies TBF1 para la primera asociación de Bendetto (1986) y TBF2 para la segunda asociación en la sección de quebrada de Don Braulio.

De acuerdo con Wang *et al.*, (2019), una forma de identificar la biofacies TBF3 es por su asociación con la biozona de *P. acuminatus/A. ascensus*, inmediatamente por encima de la biozona de *M. persculptus*. En las secciones de Talacasto, no hay registros de valvifauna asociada a la OST. La asociación de graptolitos del Hirnantiano en esta localidad (secciones de Los Baños, Quebrada Ancha y Poblete Norte), indica la parte superior de la biozona de *M. persculptus* (Chen *et al.*, 2003, 2005; Bernal *et*

al., 2017; Štorch *et al.*, 2018). Ello sugiere su correlación con la biofacies TBF3, considerando su relación estratigráfica con la suprayacente biozona de *P. acuminatus* (Cuerda *et al.*, 1988; Lopez *et al.*, 2020) (Fig. 84).

En este marco bioestratigráfico, y de acuerdo con las biofacies consideradas previamente, se puede inferir que las litofacies A2 (conglomerado con clastos de chert), es un *lag* transgresivo de carácter sincrónico (horizonte cronoestratigráfico), asociado con la Zona de *M. persculptus* en Precordillera Central. El análisis estratigráfico de biofacies, indica que el conglomerado se desarrolló posterior a la biofacies TBF2 y por debajo de la biofacies TBF3, por lo cual la edad del conglomerado se ubicaría en el Hirnantiano medio- Hirnantiano superior. El reconocimiento de las biofacies TBF2 y TBF3, sugiere un ambiente de aguas más templadas y regiones de media a alta latitud, en el contexto paleogeográfico de Gondwana, inmediatamente por encima de depósitos de diamictitas glacimarinas, donde es frecuente la presencia de sedimentos ricos en Fe, que se interpretan formados durante las primeras etapas de la extensa transgresión postglacial (Wang *et al.*, 2019).

De acuerdo con esta propuesta, el conglomerado transgresivo de la base del Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas, en la sección de Villicum (Peralta, 1993b), se encuentra en una posición estratigráfica infrayacente a la biofacies TBF1, Hirnantiano inferior. Esto permite descartar la correlación estratigráfica entre el aludido nivel psefítico y la litofacies A2 (conglomerado con clastos de chert) (Fig. 84).

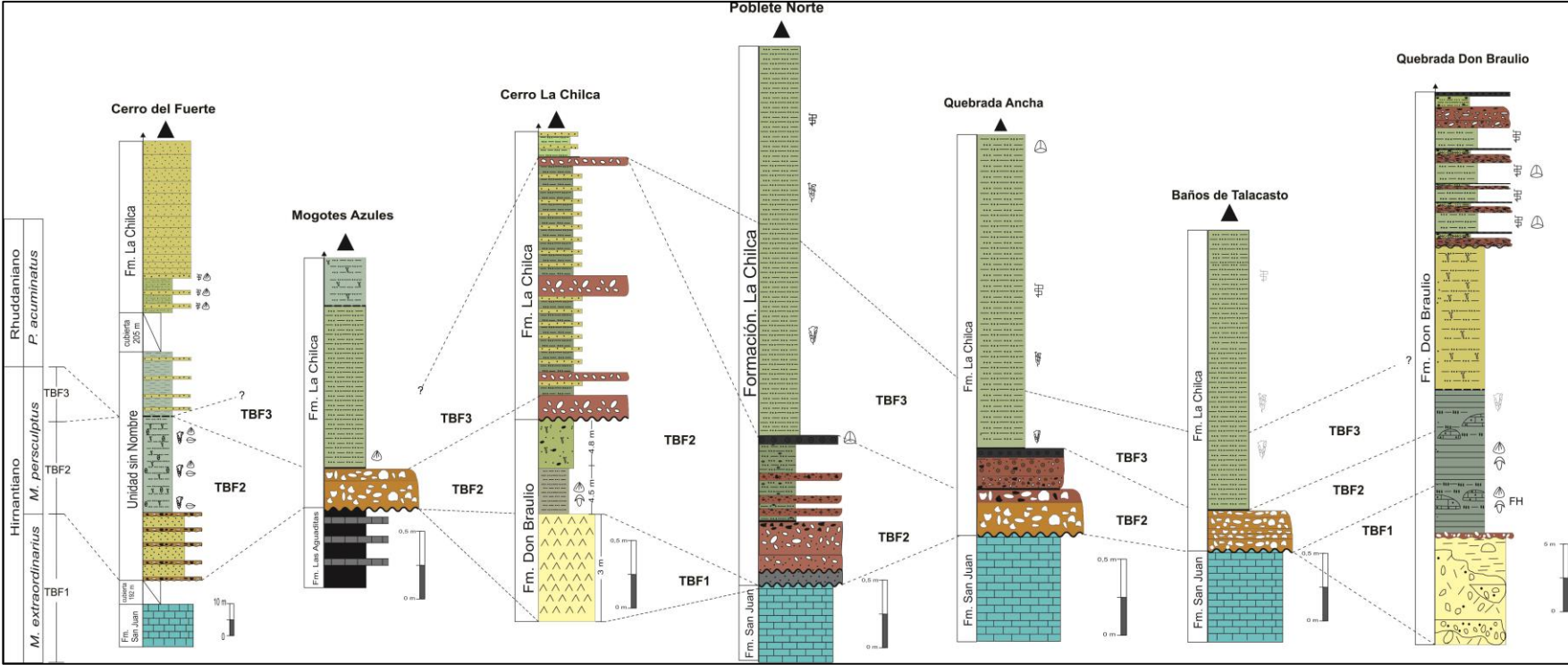
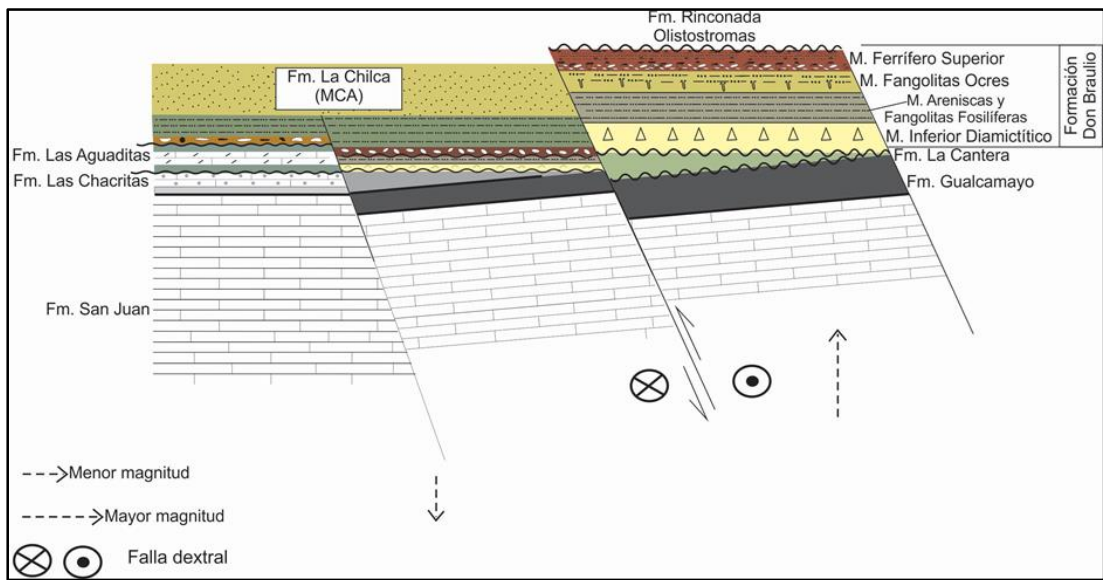


Figura 84. Correlación bioestratigráfica de las biofacies hirnantianas TBF1-3 en la Precordillera Central y Oriental, considerando las zonas de *M. persculptus*, *P. acuminatus* y *A. atavus* (Baldis *et al.*, 1984b; Peralta, 1985; Cuerda *et al.*, 1988; Peralta y Baldis, 1990; Rickards *et al.*, 1996; Lenz *et al.*, 2003; López *et al.*, 2020), asociaciones de palinomorfos de Volkheimer *et al.*, (1980), Melendi y Volkheimer (1982) y García-Muro y Rubinstein (2015), braquiópodos de la Fauna de *Hirnantia* (Benedetto, 1986, 1987;1990; Astini y Benedetto, 1992; Benedetto y Cocks, 2009) y formas de trilobites de la fauna *Dalmanitina-Eohomalonotus* (Baldis y Blasco, 1975; Peralta 1998b), y la correlación a escala mundial propuesta por Wang *et al.*, (2019) y Huang *et al.*, (2019).

CONSIDERACIONES TECTO- SEDIMENTARIAS DE LA SUCESIÓN HIRNANTIANA-RHUDDANIANA DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL DE SAN JUAN



Propuesta de un modelo para la evolución tectosedimentaria del Ordovícico Tardío en la Precordillera Central y Oriental.

Evolución tectosedimentaria de la sucesión Hirnantiano-Rhuddaniano en la Precordillera Central.

11-CONSIDERACIONES TECTO-SEDIMENTARIAS DE LA SUCESIÓN DEL HIRNANTIANO-RHUDDANIANO DE LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL DE SAN JUAN.

En la Precordillera el desarrollo de eventos extensionales desde el Ordovícico Inferior hasta el Ordovícico Medio-Superior está relacionado con el basculamiento (*tilting*) de la plataforma carbonática (Keller, 1999; Peralta, 2012). El diacronismo del techo de la Formación San Juan (Hünicken, 1985; Beresi, 1986), sería una de las evidencias del basculamiento y profundización de la cuenca eo-ordovícica hacia el norte. En las secciones de Cerro Viejo de Huaco, Quebrada Oculta, Quebrada Las Aguaditas y Cerro La Chilca, las zonas de conodontes y graptolitos permitieron definir para el tope de la Formación San Juan, una edad darriwiliana inferior a media (Serra *et al.*, 2017; Mango y Albanesi, 2018). Al sur de la cuenca, área de Talacasto, se ha registrado el Darriwilliano medio en los términos más alto de esta unidad (Albanesi *et al.*, 1998a; Soria *et al.*, 2013). El basculamiento de la cuenca favoreció el evento transgresivo de norte a sur, ahogando la plataforma y con desarrollo de un *hard-ground*, en el tope de la Formación San Juan (Astini, 1994b; 1995; Peralta y Rosales, 2007).

Un colapso abrupto de la plataforma carbonática en el Ordovícico Medio (Sandbiano), ocurrió luego del basculamiento y profundización de la cuenca, generando estructuras extensionales tipo *horst* y *graben*, por fracturamiento de la plataforma (*broken shelf*). En consecuencia, los depósitos de granos grueso se depositaron en las estructuras tipo *graben*, mientras que los depósitos de granulometría más fina se registran en las estructuras tipo *horst*. Este régimen extensional habría continuado activo durante el Katiano, seguido por los eventos glacial y postglacial del Hirnantiano (Peralta y Carter, 1990a; Peralta y Rosales, 2007). Una configuración tectónica similar ha sido propuesta por Santantonio (1994) para la sucesión del Jurásico Medio de los Apeninos, Italia, en la que se destacan las denominadas facies PCP (*pelagic carbonate platform*).

En la Precordillera Central de San Juan, la sucesión del Hirnantiano-Silúrico está representada por depósitos marinos de plataforma del Grupo Tucunuco (Cuerda 1969), y su equivalente Formación Tambolar (Peralta *et al.*, 1997) y depósitos de la Formación Los Bretes como equivalente de la Formación La Chilca (Peralta, 2013a). Esta sucesión yace en superficie erosiva paraconcordante, sobre depósitos marinos

ordovícicos de diversa naturaleza y litología, y es cubierta en igual relación por depósitos devónicos transgresivos de plataforma del Grupo Gualilán (Baldis, 1975), constituido por las formaciones Talacasto (Padula *et al.*, 1967) y Punta Negra (Bracaccini, 1950).

El basculamiento de la cuenca eo-ordovícica y la profundización de la cuenca silúrica hacia el norte, están probablemente asociados al levantamiento del Alto del Tambolar (Bracaccini 1950; Heim 1952; Astini y Maretto, 1996; Peralta y Gómez, 2022). La propuesta del Alto del Tambolar fue sugerida por Bracaccini (1949), como elemento de control tecto-sedimentario para la cuenca “silúrica” de la Precordillera Central. Este modelo ha sido considerado por otros autores para explicar la evolución estratigráfica y tecto-sedimentaria, de la sucesión del Ordovícico Tardío-Silúrico (Astini y Maretto, 1996; Peralta, 2013a; Peralta y Páez, 2017; Peralta y Gómez, 2022). Mientras que, el denominado “Arco de Tambolar-Talacasto” o “Domamiento de Tambolar” fue propuesto por Astini *et al.*, (1995), para el Ordovícico Medio-Tardío, experimentando sucesivas fases de ascenso y relajación. El modelo sugiere un domamiento regional en la Precordillera Central, y una alta subsidencia activa en los extremos (ver figura 12, Astini *et al.*, 1995).

Un modelo de alto estructural con epicentro en la región de Tambolar, domiforme al sur con una proyección en forma de arco hacia el norte, inducido por períodos de contracción y relajamiento cortical fue sugerido por Astini y Maretto (1996). El alto estructural dividió la cuenca en dos depocentros ubicados al NNW y NNE, para el momento de la depositación de la Formación La Chilca (ver figura 6 y 9, Astini y Maretto, 1996), esquema que se repite para las formaciones Los Espejos y Tambolar. Esto sugiere que las secuencias progradaron hacia el sur con terminaciones *downlap* hacia el domamiento. De acuerdo con estos autores, el domamiento es acompañado de fracturamiento extensional, afectando el margen oriental de la Precordillera, generando la *mélange* sedimentaria Rinconada/Mogotes Negros, para los que propone el nombre de fase Tucunuco, al considerarlos responsables de la paleogeografía del grupo homónimo. Sin embargo, ello es contradictorio con la edad devónica propuesta para la cuenca Rinconada-Mogotes Negros, en base a los registros bioestratigráficos de Amos y Fernández (1977), Rustán y Peralta (2021), y tecto-sedimentarios de Peralta (2005).

Estudios recientes aportan nuevos datos de la evolución tecto-sedimentaria de la sucesión del Hirnantiano-Silúrico, relacionados a aspectos lito y bioestratigráficos, sedimentológicos y paleogeográficos (Peralta *et al.*, 1997; Benedetto y Franciosi, 1998; Peralta, 2006, 2013a; Peralta y Páez, 2017; Peralta y Gómez, 2022). De acuerdo con dichos autores, la acción del Alto del Tambolar habría ocasionado la falta de registro estratigráfico, probablemente por no depositación, desde el Ordovícico Medio (Darriwilliano medio) hasta el Ordovícico Superior (Hirnantiano), en zonas tales como las sierras de la Invernada, la Dehesa y área del Río San Juan. Asimismo, ello también explicaría la somerización de las unidades del Ordovícico Superior y Silúrico, en dirección hacia el alto (Benedetto y Franciosi, 1998; Peralta, 2013a), en contraposición con el modelo sugerido por Astini y Maretto (1996). Esta somerización en el área sur de la cuenca, sería responsable de la generación de la superficie erosiva regional, entre el tope de la Formación San Juan y el conglomerado basal de la Formación La Chilca, y sus equivalente Formación Los Bretes y estratos basales de la Formación Tambolar.

11.1 Propuesta de un modelo para la evolución tectosedimentaria del Ordovícico Tardío en la Precordillera Central y Oriental.

La correlación lito-bioestratigráfica entre las secciones de Guandacol, Cerro del Fuerte, Cerro La Chilca y Sierra de Villicum, sugieren una posible conexión entre estos depocentros durante el Ordovícico Tardío temprano (Fig. 85), con la depositación de la Formación Gualcamayo, en un sistema de cuencas extensionales (ver diagrama 1 en fig. 86).

Luego de la depositación de la Formación Gualcamayo, surgen a partir del Sandbiano (Zona de *N. gracilis* y *C. bicornis*), marcadas diferencias entre estos depocentros, ocurriendo depósitos gruesos en las cuencas de Guandacol (Grupo Trapiche) y Villicum (Formación La Cantera), persistiendo depósitos de pelitas negras bio-cronoestratigráficamente equivalentes en las cuencas de Cerro del Fuerte y Cerro La Chilca, Formación Los Azules (ver block diagrama 2 fig. 86). Esta diferencia en la naturaleza de los depósitos, podría explicarse a partir del movimiento diferencial de bloques en un régimen extensional, con estructuras de *horst* y *graben*, de acuerdo con el modelo de facies PCP (*Pelagic Carbonate Platform*) tipo 1 (Santantonio, 1994). Este movimiento diferencial, sugiere etapas de reactivación del sistema extensional

post-Formación Gualcamayo, con influencia de los altos estructurales de Sierra de la Trampa, Tambolar y Zonda-Villicum.

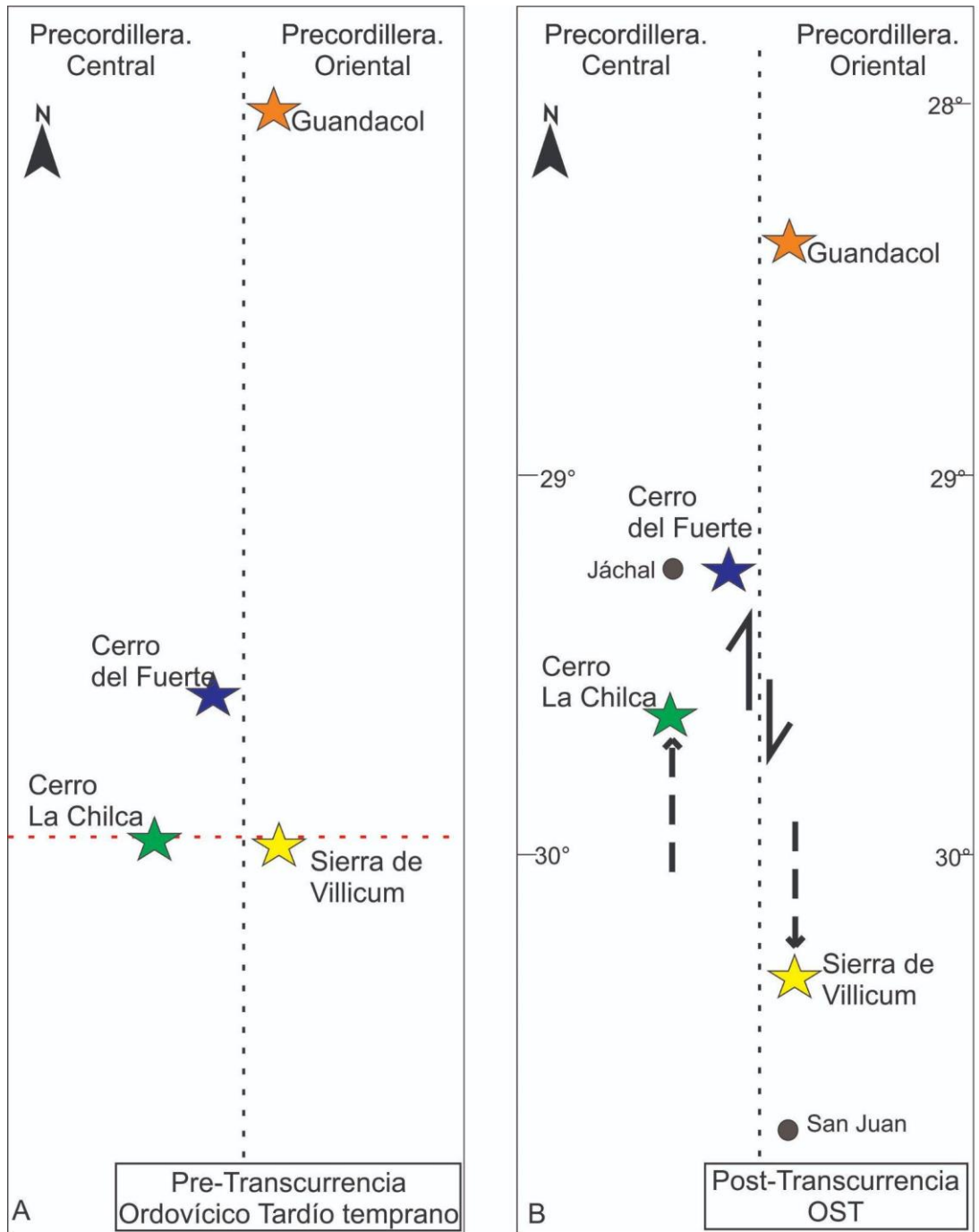


Figura 85. Propuesta de reconstrucción palinspástica de los depocentros de Guandacol, Cerro del Fuerte, Cerro La Chilca y Sierra de Villicum, durante el Ordovícico Tardío temprano, sobre la base de un proceso de transcurrencia. La figura A, muestra la posición que estos depocentros podrían haber tenido durante el Sandbiano-Hirnantiano, previo al inicio de la transcurrencia (OST). La figura B, post-transcurrencia, la flecha de trazo indica la magnitud del desplazamiento relativo, entre los depocentros de Cerro La Chilca y Sierra de Villicum en coordenadas actuales.

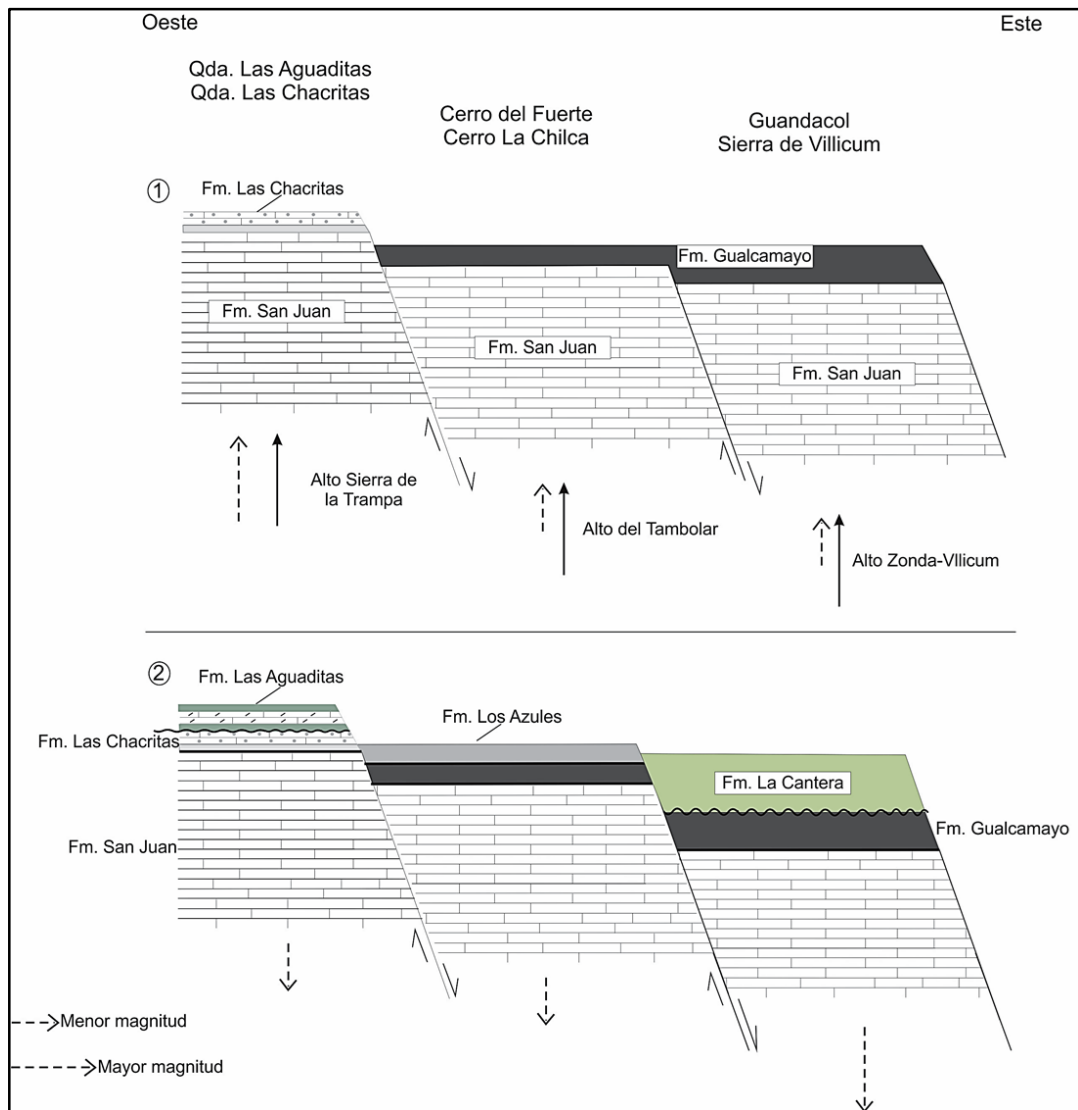


Figura 86. Block diagrama O-E del sistema extensional de bloque fallados Las Aguaditas, Cerro La Chilca y Villicum. 1) Posible conexión entre los depocentros de Cerro La Chilca y Villicum durante el Darriwilliano, con la depositación de la Formación Gualcamayo, y las facies mixtas coetáneas de la Formación Las Chacritas. 2) Movimiento vertical diferencial de los tres bloques, la longitud de las flechas con líneas de trazo, indica la magnitud de desplazamiento y descenso relativo, siendo mayor el del bloque de Villicum, acorde con los datos estratigráficos obtenidos. Ambos estadios se consideran en el marco del modelo PCP tipo 1 (Santantonio, 1994).

Posterior a la depositación de las sucesiones del Sandbiano, el sistema de bloques fallados Cerro La Chilca-Villicum habría basculado hacia el oeste, generando rampa homoclinales o cuencas tipo *perched basin*, ello de acuerdo con el sistema PCP tipo 2 propuesto por Santantonio (1994). De acuerdo con este autor, las rampas homoclinales tendrían un ángulo de inclinación menor a los 3°, por lo que el registro de las

discordancias progresivas (sedimentaria) es casi imperceptible y permite la reconstrucción de la cuenca. Discordancias de mayor inclinación estarían asociadas a sistemas compresivos con posible pérdida del registro estratigráfico.

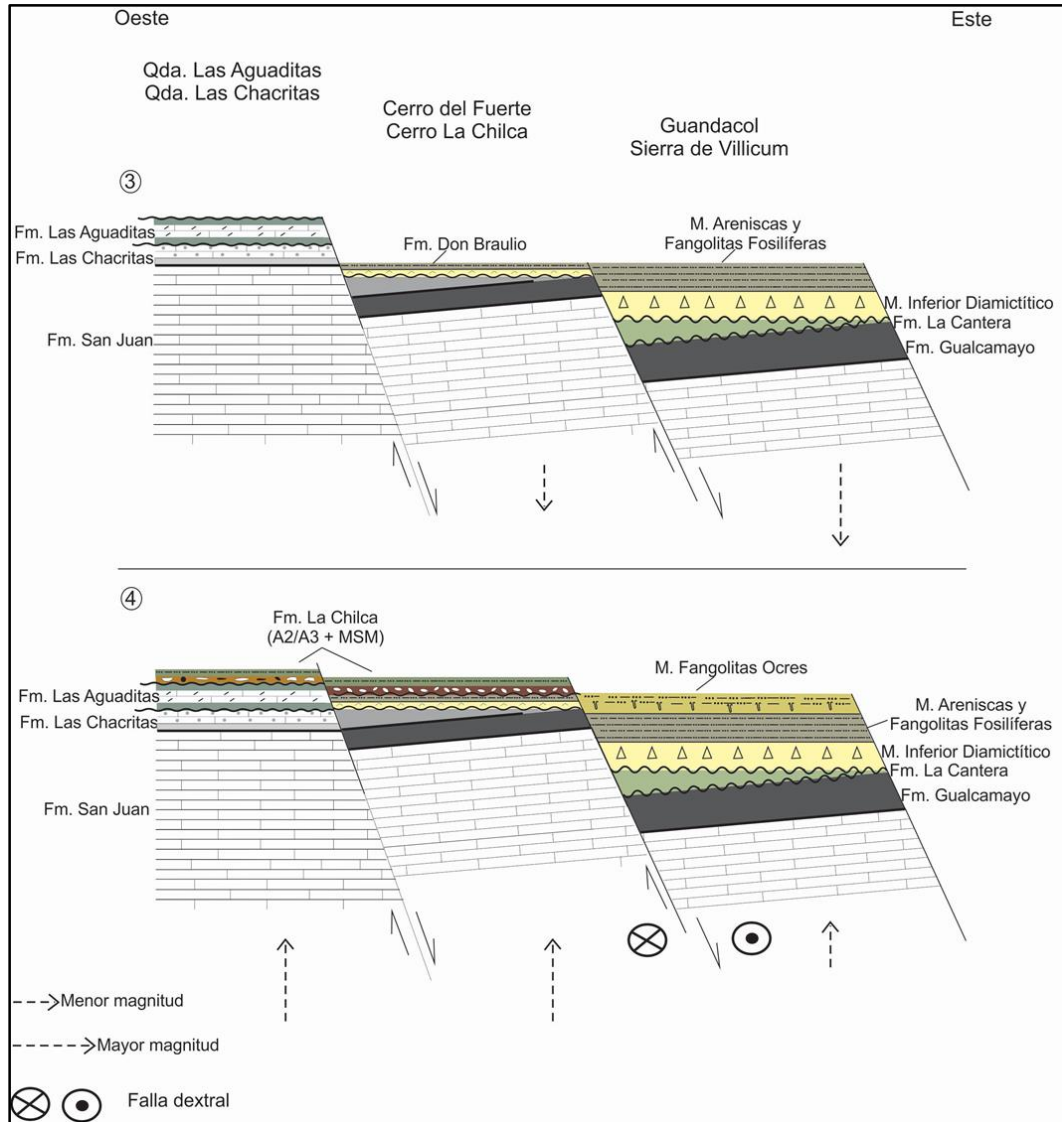


Figura 87. Block diagrams del sistema PCP tipo 2 durante el Hirnantiano. 3) Basculamiento posiblemente sincrónico hacia el oeste de los bloques Cerro La Chilca y Villicum, generando cuencas tipo *perched basin* (Las Aguaditas-Las Chacritas) y semigraben asimétrico (Cerro La Chilca-Villicum). 4) Primer pulso de ascenso diferencial relativo de los bloques Cerro La Chilca y Villicum, post-TBF2. Se muestran los depósitos condensados de la base de la Formación La Chilca; litofacies A2 lag transgresivo, litofacies A3 lag fosfático y base del Miembro Salto Macho, en los bloques Las Aguaditas-Las Chacritas y Cerro La Chilca. En el bloque de Villicum, se muestra la profundización del sistema depositacional de la Formación Don Braulio, incluyendo la litofacies C, depósitos de *upwelling*.

El sistema PCP 2 habría favorecido la erosión, fragmentación y transporte del material carbonático presente en la brecha de la base de la Formación Don Braulio en la sección

de Cerro La Chilca (ver diagrama 3 fig. 87). En este caso, la superficie erosiva a la base de la Formación Don Braulio se relacionaría con el rápido ascenso del nivel del mar y con el basculamiento de los bloques fallados.

De acuerdo con Peralta (2006), las secuencias regresivas de las formaciones La Chilca y Los Espejos, son interpretadas en términos de regresiones forzadas, resultado de una tectónica tipo “yo-yo”, ascenso y descenso de bloques en un sistema extensional (Bosellini, 1989). Un primer pulso de ascenso diferencial de bloques, puede observarse post-TBF2 en los bloques de las secciones de Las Aguaditas, Cerro La Chilca y Villicum. En estos tres bloques, la diferencia de espesor de la sucesión del Hirnantiano medio-Llandoveryano, y el registro de litofacies ferruginosas hirnantianas, litofacies B1 en la sección de Cerro La Chilca, sugieren que el ascenso relativo de los tres bloques fue sincrónico pero con diferentes magnitudes de desplazamiento vertical, siendo este menor en el depocentro de Villicum (ver diagrama 4 fig. 87). Esto habría permitido la depositación de facies más profundas en Precordillera Oriental (*upwelling*), y la condensación sedimentaria de la sucesión del Hirnantiano en los bloques de Cerro La Chilca y Las Aguaditas. Ello considerando el espesor de la Formación La Chilca; entre 60 y 70 m en Cerro La Chilca y Las Aguaditas, lo que explicaría la poca diferencia de topografía entre estos dos depocentros.

Un segundo pulso ocurre en el Llandoveryano, con un movimiento diferencial tipo “yo-yo”, que en términos relativos habría permitido el ascenso del bloque de Villicum y el descenso de los bloques Las Aguaditas-Cerro La Chilca (diagrama 5, fig. 88). Este movimiento habría permitido la continuidad de la conexión de estos últimos bloques, evidenciado por el espesor de la Formación La Chilca, entre 60 y 70 m en Cerro La Chilca y en Las Aguaditas. El ascenso relativo del bloque de Villicum, habría generado la erosión de los sedimentos post-Llandoveryano a Devónico Temprano, que habrían sido la fuente de aporte para los olistostromas de la Formación Rinconada (diagrama 6, fig. 88).

El control tecto-sedimentario y el registro bio-litoestratigráfico, sugieren que un pulso de desplazamiento dextral de Precordillera Oriental habría ocurrido en el Hirnantiano medio-superior, en el inicio del proceso de *upwelling* en la transición del Ordovícico-Silúrico (OST). Ello considerando la diferencia entre los sistemas sedimentarios de los bloques de Cerro La Chilca-Cerro del Fuerte vs Villicum-Guandacol.

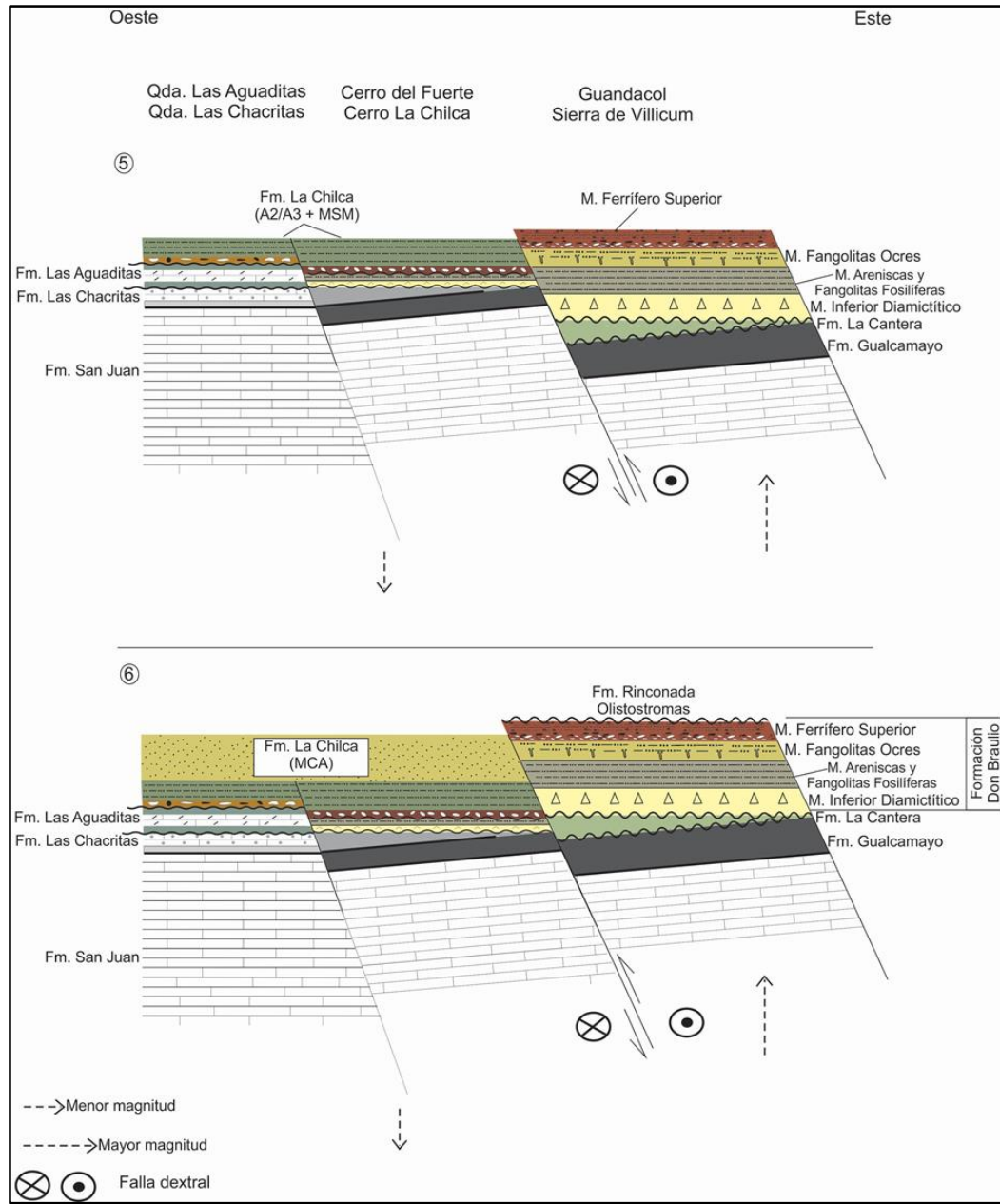


Figura 88. Block diagrama mostrando la evolución estratigráfica desde el Llandoveryano hasta el Wenlockiano medio en los bloques Las Aguaditas y Cerro La Chilca; y hasta el Devónico Temprano en el bloque de Villicum. 5) Propuesta de modelo de tectónica tipo “yo-yo” para el Llandoveryano; se muestra el ascenso relativo del bloque de Villicum y el descenso relativamente sincrónico de los bloques Las Aguaditas-Cerro La Chilca. 6) Muestra la conexión de los bloques Las Aguaditas y Cerro La Chilca, por medio de los miembros Salto Macho y Cuarcitas Azules de la Formación La Chilca. El ascenso relativo del bloque de Villicum habría generado la erosión de los sedimentos post-Llandoveryano-Devónico Temprano, y su redeposición en la Formación Rinconada.

Sin embargo, en el Ordovícico Medio-Superior la ocurrencia de facies gruesas en el sector oriental de la cuenca (Guandacol-Villicum), y de facies finas coetáneas dominadas por pelitas negras en el sector occidental (Cerro La Chilca-Cerro del Fuerte-Cordón de la Trampa), estarían indicando un movimiento diferencial

simultáneo de estos bloques, lo cual es coherente con un régimen de tectónica extensional antes que compresivo. En todo caso, los depocentros, bloques elevados y deformación en algunos sectores, podrían relacionarse con procesos de transpresión y transtensión (mecanismo *strike-slip*). En este contexto, podría ser que este régimen transcurrente, el levantamiento del alto del Tambolar y el basculamiento de la cuenca eopaleozoica hacia el norte, sean eventos estrechamente relacionados entre sí. Esto también podría guardar relación con el modelo de distribución de facies carbonáticas, espesores y diacronismo para el Cámbrico-Ordovícico Temprano, propuesto por Keller *et al.*, (1998), Feltes *et al.*, (2014), Albanesi *et al.*, (2014), Serra *et al.*, (2017), Mango y Albanesi (2018).

11.2 Evolución tectosedimentaria de la sucesión Hirnantiano-Rhuddaniano en la Precordillera Central.

La erosión de la transgresión postglacial del Hirnantiano, podría haber modificado el relieve de Precordillera Central y Oriental, aumentando la magnitud de la discontinuidad resultante, con la generación de una paleotopografía irregular. Esto tuvo como consecuencia, la superposición de las superficies transgresiva (TS) y de ravinamiento por oleaje (wRs) a la base de la Formación La Chilca, en las secciones de Mogotes Azules, Baños de Talacasto, Quebrada Ancha, Poblete Norte, Cerro Blanco de Pachaco y Portezuelo de Tambolar.

Un posible diacronismo de la base de la Formación La Chilca, basado en el registro fósil, es sugerido por Benedetto y Cocks (2009). Las variaciones de espesor y distribución de la fauna en esta unidad, sería el resultado de la acción del Alto del Tambolar, el cual pudo condicionar, controlando el cambio lateral de facies de la sucesión Hirnantiano-Silúrico (Benedetto y Franciosi, 1998; Peralta *et al.*, 1997; Peralta 2013a). Un corte estructural norte-sur de la cuenca de Precordillera, evidencia la geometría escalonada de los depósitos del Hirnantiano-Llandovertiano, propuesta por Peralta y Rosales (2007) (Fig. 67). La distribución de las litofacies en la base de la Formación La Chilca (A1, Areniscas calcárea; A2, Conglomerado con clastos de chert; A3, lag fosfático), estaría asociada con el comportamiento diferencial de los bloques involucrado y con el Alto del Tambolar. Otra evidencia de este control tecto-sedimentario, sería el desarrollo de la trampa clástica durante el Hirnantiano medio (Fig. 67).

El desarrollo de facies someras en dirección hacia el alto del Tambolar, y el cambio de facies de la Formación La Chilca en dirección N-S, desde el área de Cerro La Chilca-Talacasto hacia el área del Río San Juan, y E-O, desde Cerro La Chilca-Talacasto-La Dehesa, (zona proximal), hacia el área de Sierra de la Invernada (zona distal) (Peralta 2006, 2013a), es coherente con el marco tecto-sedimentario propuesto en este capítulo. El registro de la Fauna de *Leangella* (Wenlockiano superior) (Benedetto y Franciosi, 1998) en la zona de Pachaco área del Río San Juan, y la distribución de icnofacies desde la zona de Tambolar (facies someras) hasta la zona de Jáchal (facies más profundas), son evidencias bioestratigráficas del modelo en consideración (Peralta *et al.*, 1997).

El análisis estratigráfico de la Formación Tambolar en su estrato-tipo, sugiere que la litofacies A2, conglomerado con clastos de chert, y las suprayacentes pelitas verdes y moradas del Miembro Inferior de la Formación Tambolar, representan un equivalente estratigráfico de la Formación La Chilca. Esto es corroborado por la asociación de palinomorfos registrados en el Miembro Inferior de la Formación Tambolar, que contiene taxones descritos para el Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca (Peralta *et al.*, 1997). De igual forma, la sucesión de pelitas verdes y moradas de la Formación Tambolar en la sección tipo, se homologan con aquellas del tramo basal de la Formación Los Espejos en el área de Talacasto, acorde con lo señalado por Peralta y Carter (1990b) y Peralta *et al.*, (1997). Esta correlación también es sustentada por las relaciones estratigráficas de las formaciones La Chilca y Tambolar en las secciones analizadas en este trabajo, principalmente por el contacto basal con las calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan (Darriwilliano) y presencia del conglomerado con clastos de chert (Fig. 89).

El análisis estructural indica que el basculamiento y el alto estructural no solo generaron el arreglo regresivo de las formaciones La Chilca y Los Espejos, y el cambio lateral de litofacies de estas unidades y sus equivalentes, sino también la condensación estratigráfica de la Formación La Chilca en términos de Heim (1934), o una condensación sedimentaria en términos de Föllmi (2016), hacia el sector sur de la cuenca. De acuerdo con la clasificación de Gómez y Fernández (1992), las litofacies A2 (conglomerado con clastos de chert, *lag* transgresivo) y A3 (*lag* fosfático), se consideran horizontes condensados, indicadores de máxima profundización y trasgresión, durante un amplio intervalo temporal. La litofacies B1 corresponde a

sedimentos condensados (Föllmi, 2016), que representan la base y/o tope de parasecuencias; ejemplos de ello son discutidos por Burkhalter (1995), Ferreti (2005), y Young (1992). El control del Alto del Tambolar sobre los sedimentos del Hirnantiano-Silúrico es evidente desde la localidad de Talacasto hasta la Sierra de la Dehesa, donde la Formación La Chilca disminuye notablemente su espesor, impidiendo el desarrollo de las facies pelíticas del Miembro Salto Macho, predominando en la base el conglomerado de la litofacies A2, y hacia el tope capas arenosas del Miembro Cuarcitas Azules, en concordancia con el modelo propuesto por Pereyra *et al.*, (2022).

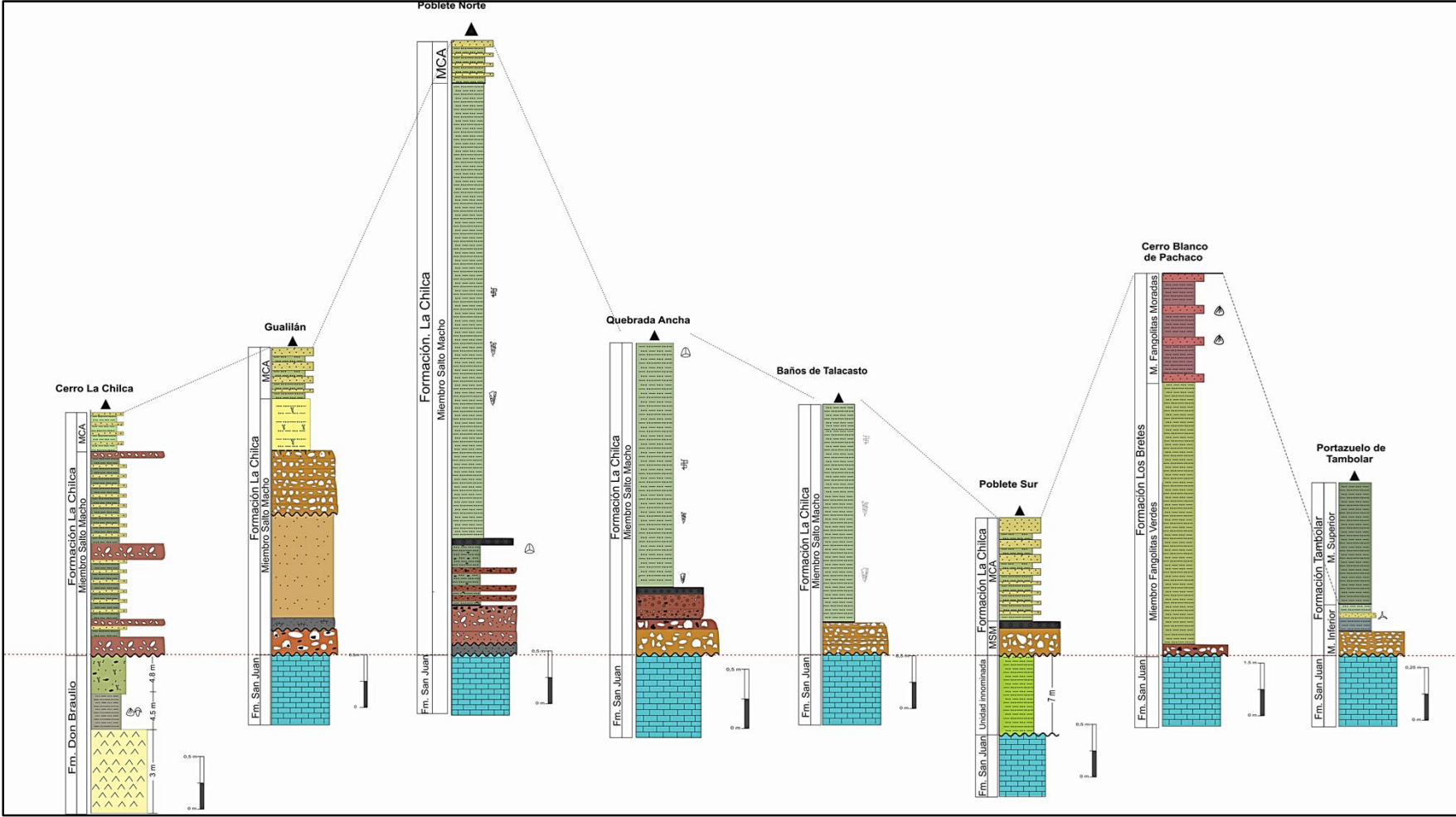
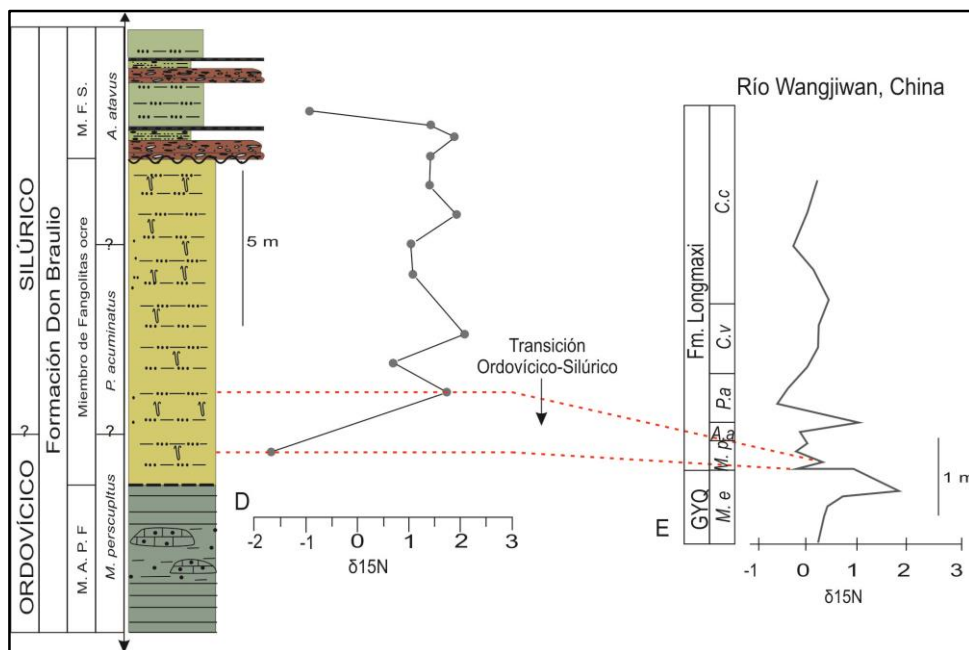


Figura 89. Correlación estratigráfica de la Formación La Chilca, en las secciones de Cerro La Chilca, Gualilán, Poblete Norte, Quebrada Ancha, Baños de Talacasto y Poblete Sur, con la Formación Los Bretes (sección Cerro Blanco de Pachaco) y el Miembro Inferior de la Formación Tambolar (sección Portezuelo de Tambolar).

ANÁLISIS QUIMIOESTRATIGRÁFICO DE LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) EN LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL DE SAN JUAN



12-ANÁLISIS QUIMIOESTRATIGRÁFICO DE LA TRANSICIÓN ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) EN LA PRECORDILLERA CENTRAL Y ORIENTAL DE SAN JUAN.

La OST representa un intervalo en el que ocurrieron importantes eventos bióticos, como la extinción masiva en el Ordovícico Tardío (LOME, Late Ordovician Massive Extinction) (Raup y Sepkoski, 1982; Brenchely y Newall, 1984; Chen *et al.*, 2000; Melchin *et al.*, 2013; Rong *et al.*, 2013; Stanley, 2016; Bergström y Goldman, 2019). Los cambios bióticos estuvieron acompañados de cambios climáticos globales, tectónicos y glacio-eustáticos (Brenchley *et al.*, 1994, 2003; Wang *et al.*, 1993a, 1993b, 1997, 2019; Finney *et al.*, 1999; Chen *et al.*, 2004). Sin embargo, en las últimas décadas se han ampliado las investigaciones quimiestratigráficas en las sucesiones eo-paleozoicas, con la finalidad de una mejor precisión en las correlaciones estratigráficas de alta resolución, a escala local, regional y continental. En la OST los isótopos más utilizados son $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (Yan *et al.*, 2009; Saltzman y Thomas, 2012; Bergström y Goldman, 2019; Wang *et al.*, 2019). De igual forma, se realizan estudios con isótopos de $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{pyr}}$, $\delta^{199}\text{Hg}$ (Hg_{ppb}), debido a su gran potencial como herramienta de correlación estratigráfica de alta resolución, y en el análisis de las variaciones de los paleoambientes (Yan *et al.*, 2009; Luo *et al.*, 2015; Young *et al.*, 2016; Gong *et al.*, 2017).

Trabajos relacionados a las variaciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, se han realizado en las regiones de Escocia, Suecia, Canadá y Sur de China, para caracterizar la OST a nivel mundial, en secciones con ausencia de fósiles diagnósticos, como por ejemplo graptolitos de la zonas de *M. persculptus* (Hirnantiano), *A. ascensus* y *P. acuminatus* (Rhuddaniano). El uso frecuente de los isótopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ en el Ordovícico Tardío, está relacionado con los eventos glacial y postglacial, por presentar variaciones significativas en las excursiones isotópicas, correlacionadas a escala global (Bergström y Goldman, 2019, y citas allí presentes).

El análisis del isótopo de $\delta^{15}\text{N}$ es utilizado para el estudio de la circulación y ventilación de los océanos, y cambios en la bioquímica del ciclo oceánico, durante el intervalo glacial–interglacial. Luo *et al.*, (2015), consideran que el inicio y fin de la

glaciación del Ordovícico Tardío podrían estar relacionados con cambios en el ciclo de Nitrógeno marino, específicamente en las tasas de desnitrificación y su control en la producción de óxido nitroso.

La aplicación de isótopos para estudios de alta resolución estratigráfica, ha permitido vincular las Grandes Provincias Ígneas (*Large Igneous Province*, LIP) con las 5 extinciones masivas más grandes ocurridas en el Fanerozoico. A partir de estos estudios, se sugiere que los eventos LIP ocasionaron cambios en los ecosistemas globales, lo que se refleja en las excursiones isotópicas de $\Delta^{199}\text{Hg}$, Hg_{ppb} , $\delta^{202}\text{Hg}$ (Wignall, 2001; Bond y Wignall, 2014; Ernst y Youbi, 2017; Gong *et al.*, 2017; Bond y Grasby, 2017; Grasby *et al.*, 2019).

12.1 Geología isotópica de la transición Ordovícico-Silúrico de la Precordillera Central y Oriental

En la Precordillera Central y Oriental se han realizados estudios isotópicos en la base de la Formación La Chilca, secciones de Baños de Talacasto y Cerro La Chilca, y en los miembros Fangolitas Ocre y Ferrífero Superior de la Formación Don Braulio, sección de quebrada de Don Braulio (Sial *et al.*, 2013, 2017a,b) (Fig. 20, 25, 26). De acuerdo con estos autores, la anomalía $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (-26.2‰ BT; -22.8‰ LCh) se correlaciona con excursiones positivas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($+ 6$ VPDB‰), que son valores característicos del isótopo de carbono en el Hirnantiano (*Hirnantian Isotope Carbon Excursión*, HICE).

Una excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ fue registrada en el Hirnantiano tardío en dos secciones de la Formación La Chilca. En Baños de Talacasto con valor de $-26,2\text{‰}$ de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ que ocurre junto con una excursión positiva de $\delta^{15}\text{N}_{\text{TN}}$ de $-4,13\text{‰}$, en Cerro La Chilca de $-22,8\text{‰}$ de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, donde $\delta^{15}\text{N}_{\text{TN}}$ presenta un comportamiento distinto, con una excursión negativa. Esta anomalía de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ corresponde a una excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($+ 6$ VPDB‰ = HICE) en la Formación La Chilca en la sección de Cerro La Chilca (Sial *et al.*, 2013).

En Villicum, en la Formación Don Braulio, se registraron excursiones positivas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ($-28,7\text{‰}$) y $\delta^{15}\text{N}_{\text{TN}}$ ($1,7\text{‰}$); estas excursiones son típicas de la OST. Los valores más negativos, de la Formación Don Braulio en Villicum, son propios de un evento glacial (Sial *et al.*, 2017a, b).

La excursión positiva de Hg, en la OST en la sección de Baños de Talacasto, sugeriría una posible relación con un evento volcánico, registrando la mayor concentración de Hg en los sedimentos post-glaciares. Este evento volcánico podría asociarse con el evento LOME durante el segundo pulso transgresivo, y sería responsable del calentamiento y la anoxia, relacionados con condiciones de desnitrificación (Sial *et al.*, 2017a, 2022).

12.2 Discusión

De acuerdo con Bergström y Goldman (2019), el límite Ordovícico-Silúrico no está marcado por una perturbación o anomalía conspicua de los isótopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Sin embargo, las curvas de isótopos de carbono, registran excursiones características que podrían marcar la OST.

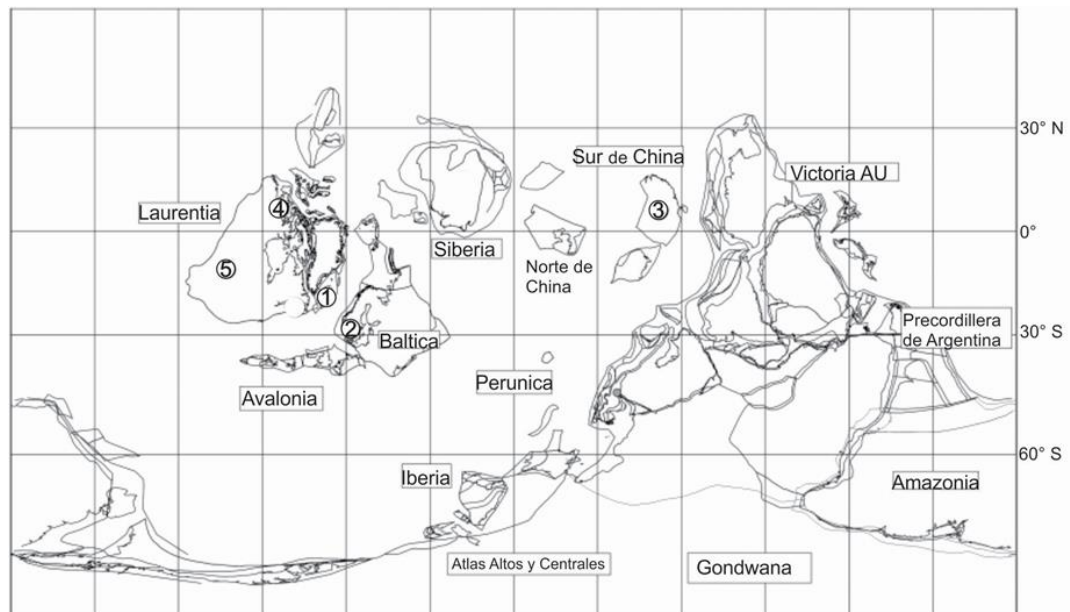


Figura 90. Paleogeografía inferida del Ordovícico Tardío, mostrando las secciones consideradas para el estudio isotópico de la OST. (1) Dob's Linn, Escocia. (2) Röstånga, Suecia. (3) Wangjiwan (Plataforma Yangtze), Nanbazi (Provincia de Guizhou) Sur de China. (4) Isla Truro, Ártico canadiense. (5) Canadá (Modificado de Torsvik, 2009; Bergström y Goldman, 2019).

La comparación entre las curvas $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y $\delta^{15}\text{N}$ de Sial *et al.*, (2017b), en las secciones de Baños de Talacasto, Cerro La Chilca y Quebrada de Don Braulio, con las sucesiones estratigráficas de Laurentia (Canadá, Nevada y Escocia), Báltica (Suecia) y Gondwana, específicamente Sur de China, pudo ser realizada considerando la relación con las zonas de *M. persculptus* y *P. acuminatus* (Cuerda *et al.*, 1988; Peralta, 1985;

Peralta y Baldis, 1990), asociaciones de braquiópodos (Benedetto, 1986, 1990; Astini y Benedetto, 1992) (Fig. 90), y palinomorfos en los niveles basales del Miembro Fangolitas Ocre de la Formación Don Braulio (ver ítem 10.1.4).

12.2.1 Precordillera Central.

Sección Baños de Talacasto:

Se caracteriza por presentar un marco bioestratigráfico de referencia para los estratos basales de la Formación La Chilca, zonas de *M. persculptus*, *P. acuminatus* y *A. atavus*. En esta sección la OST se encuentra entre los 60 y 80 cm por encima del conglomerado con clastos de chert (litofacies A2) (Cuerda *et al.*, 1988) (Fig. 26). La curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (Sial *et al.*, 2017b) muestra valores de alrededor de -26.2‰ para los depósitos del Hirnantiano. Esta curva no registra una perturbación significativa en los niveles cercanos a la OST, impidiendo precisar la ubicación del límite.

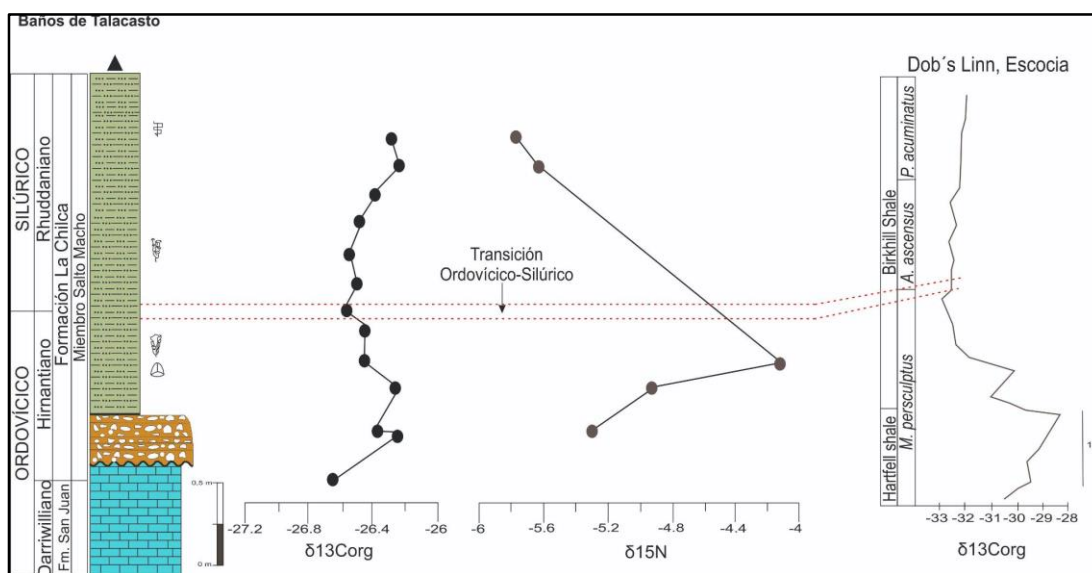


Figura 91. Perfil de la Formación La Chilca en la sección de Baños de Talacasto. Se muestra la correlación isotópica de esta sección con la localidad de Dob's Lin en Escocia, GSSP de la base del Silúrico (Modificado de Underwood *et al.*, 1997). La posición estratigráfica de la OST en la parte inferior del Miembro Salto Macho, se determinó a partir del registro de las zonas de *M. persculptus* y *P. acuminatus* (Cuerda *et al.*, 1988).

Un comportamiento similar de la curva $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, puede observarse en las secciones de la Isla Truro, Ártico canadiense (Melchin y Holmden, 2006) y Dob's Linn, Escocia (Underwood *et al.*, 1997). La curva del isótopo de $\delta^{15}\text{N}$ (Sial *et al.*, 2017b), muestra un excursión positiva muy marcada en la parte superior de la Zona de *M. persculptus*, seguida de un descenso progresivo en la zona de *P. acuminatus*. Una correlación con

la sección de Nanbazi, Provincia de Guizhou (Sur de China) (Lou *et al.*, 2015), sugiere que este comportamiento en la curva del isótopo de $\delta^{15}\text{N}$, es característico del límite Ordovícico-Silúrico, coherente con el marco bioestratigráfico (Fig. 91).

Sección Cerro La Chilca:

En esta sección la Formación Don Braulio presenta una fauna de braquiópodos del Hirnantiano (Astini y Benedetto, 1992), que en este trabajo se relacionan con TBF2. En esta unidad la curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (Sial *et al.*, 2017a), indica una excursión positiva, coherente con las etapas finales del evento glacial y del HICE (*Hirnantian Carbon Isotopic Excursión*), o con la fase inicial del evento postglacial, de acuerdo con lo propuesto por Finney *et al.*, (1999), Gong *et al.*, (2017), Wang *et al.* (2019), Bergström y Goldman, 2019). Este comportamiento de la curva es coherente con las litofacies y biofacies que caracterizan los miembros Inferior Diamictítico y Areniscas y Fangolitas Fosilíferas de la Formación Don Braulio en su sección tipo (Fig. 25).

Una segunda anomalía positiva, pero de menor magnitud, se observa en la base de la Formación La Chilca, inmediatamente por encima del pseudo-conglomerado Fe-fosfático (litofacies A3) (Fig. 25). Esta anomalía, es característica del inicio de la somerización en la parte media-superior de la zona de *M. persculptus*. Un comportamiento similar de esta curva, puede observarse en la sección del río Wangjiwan, China (Gorjan *et al.*, 2012; Luo *et al.*, 2015), considerada GSSP para el Hirnantiano, la que de acuerdo con Bergström y Goldman, (2019) presenta una anomalía justo por debajo del límite Ordovícico-Silúrico. El isótopo $\delta^{15}\text{N}$ (Sial *et al.*, 2017a) muestra un descenso progresivo en la curva, similar a la sección de Baños de Talacasto. Para indicar una posición estratigráfica más ajustada de la OST, se estima necesario un muestreo más detallado que el realizado hasta el presente, que permita un mejor análisis de los eventos y correlación con las secciones de referencia isotópica.

12.2.2 Precordillera Oriental

Sección Quebrada de Don Braulio:

En esta sección, se consideran las curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y $\delta^{15}\text{N}$ descritas para el Miembro Fangolitas Ocre por Sial *et al.*, (2017a). En esta sucesión, en la OST se carece de registro fósil diagnóstico, debido al elevado grado de bioturbación que ocasionó la destrucción de estructuras físicas, biogénicas y de restos de cuerpos fósiles. De

acuerdo con los citados autores, la curva $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ presenta una excursión positiva a 75 cm aproximadamente del tope del Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas. Esta anomalía es seguida por un abrupto descenso en la curva isotópica, excursión negativa, aproximadamente a 2 m de la base del miembro, y un comportamiento uniforme en los valores isotópicos hacia la parte media y superior de la sucesión (Fig. 20).

La curva de $\delta^{15}\text{N}$ (Sial *et al.*, 2017a) indica una excursión negativa a los 75 cm por encima de la base, seguida de un cambio abrupto a una excursión significativamente más positiva a los 3 m por encima de la base del Miembro de Fangolitas Ocre. Las curvas en la parte media y superior muestran valores positivos constantes, sin cambios significativos (Fig. 20). De acuerdo con un análisis realizado en secciones en el centro de Nevada (Finney *et al.*, 1999), la excursión positiva del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ a la base de la Miembro Fangolitas Ocre, indicaría el inicio de la fase de somerización en el Hirnantiano tardío, parte media-superior de la Zona de *M. persculptus*.

El descenso pronunciado en la curva sugiere la finalización de la fase de somerización drástica, caracterizado por un ascenso en el Rhuddaniano temprano, Zona de *P. acuminatus/A. ascensus*, lo cual es coherente con los registros palinológicos resultantes de este trabajo (ver ítem 10.1.4). Secciones con curvas similares se presentan en Wangjiwan, China (Gorjan *et al.*, 2012; Luo *et al.*, 2015) y en la perforación Röstånga, Suecia (Bergström *et al.*, 2014) (Fig. 92).

El cambio abrupto en las anomalías de $\delta^{15}\text{N}$ en la base del Miembro de Fangolitas Ocre sugiere: a) procesos de desnitrificación intensiva, relacionado con el efecto invernadero, para los valores negativos (inferiores o cercanos a -1‰) en la base del miembro; b) procesos de desnitrificación débil, circulación y ventilación de los océanos, para los valores positivos (cercanos o superiores a 2‰) (Luo *et al.*, 2015).

Por correlación con las secciones de Wangjiwan, Provincia de Hubei y Nanbazi, Provincia de Guizhou (Sur de China) (Luo *et al.*, 2015), se sugiere que el valor negativo de $\delta^{15}\text{N}$ a 75 cm de la base del Miembro de Fangolitas Ocre en el Hirnantiano tardío, y el valor positivo a 3 m de la base, corresponde con el Rhuddaniano temprano, en coherencia con el modelo de Finney *et al.*, (1999) para las curvas del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ para la región de Nevada. De esta forma, de acuerdo con los datos obtenidos en esta Tesis Doctoral, la ubicación de la OST en la Formación Don Braulio, se encontraría, entre los 75 cm y los 3 m de la base del Miembro Fangolitas Ocre.

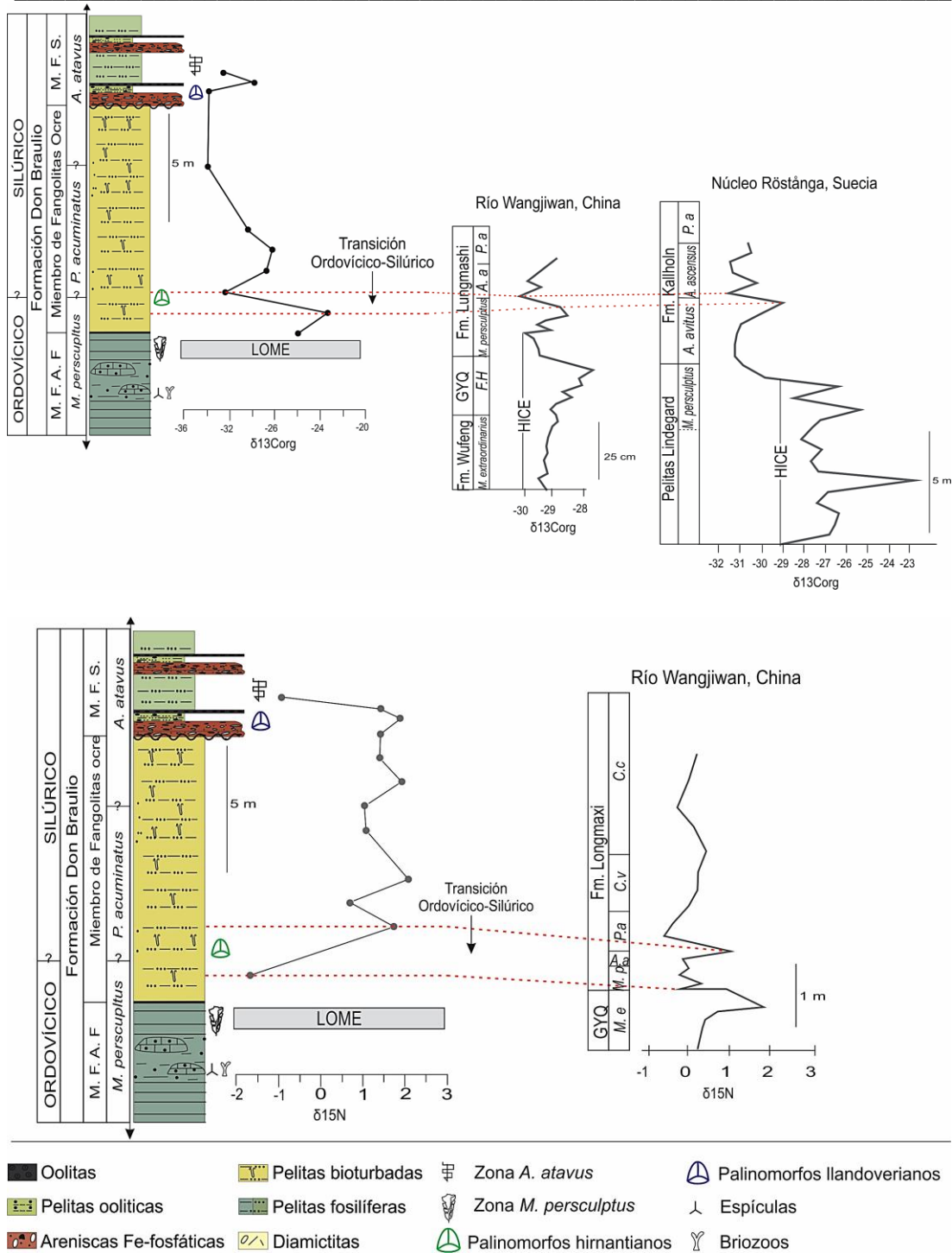
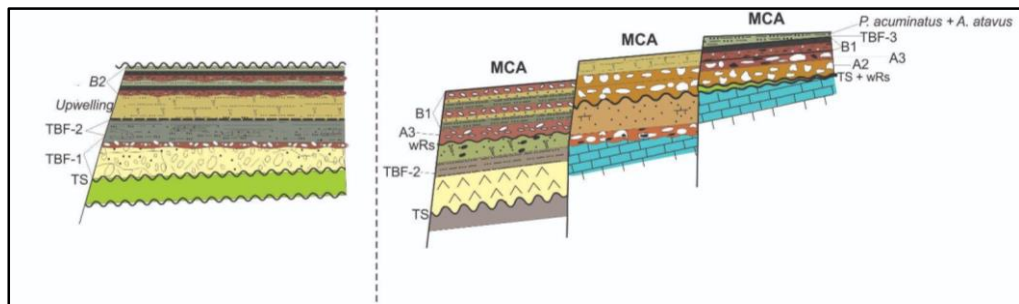


Figura 92. Perfil de la Formación Don Braulio en su sección tipo, sierra de Villicum; se muestra la correlación isotópicas de esta sección con las localidades de Wangjiwan, Provincia de Hubei y Nanbazi, Provincia de Guizhou (Sur de China) (Luo *et al.*, 2015). La posición estratigráfica de la OST en la parte inferior del Miembro Fangolitas Ocre se determinó sobre la base de las curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y $\delta^{15}\text{N}$ de Sial *et al.*, (2017a), y el registro de palinomorfos hirsantianos. La posición estratigráfica del evento LOME es tomada de Sial *et al.*,(2020).

SUCESIÓN DE EVENTOS EN LA TRANSICIÓN DEL ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA



Hirnantiano inferior (Zona de *M. extraordinarius*)

Hirnantiano inferior-medio (Zona de *M. persculptus* inferior-medio)

Hirnantiano superior (Zona de *M. persculptus* medio-superior)

Llandoveryano inferior (Zonas *P. acuminatus* y *A. atavus*)

Llandoveryano inferior-Wenlockiano

13-SUCESIÓN DE EVENTOS EN LA TRANSICIÓN DEL ORDOVÍCICO-SILÚRICO (OST) DE LA PRECORDILLERA.

Los análisis lito-bio-quimioestratigráficos obtenidos para la sucesión del Hirnantiano-Llando-veriano en la Precordillera Central y Oriental de San Juan, sugieren cuatro pulsos transgresivos. Cada uno caracterizado por depósitos diagnósticos, discontinuidades estratigráficas y la recuperación progresiva de la biota luego del LOME (Fig. 91 y 92), reflejada por las biofacies TBFs 1-3 (Fig. 93). Estos depósitos, muestran un control tecto-sedimentario y cambios del nivel del mar, influenciados por el basculamiento y profundización de la cuenca hacia el norte, y por la acción de los altos estructurales de Tambolar en Precordillera Central y Villicum-Zonda en Precordillera Oriental (Fig. 94 y 95).

13.1 Hirnantiano inferior (Zona de *M. extraordinarius*)

Un **primer pulso** en el inicio de la transgresión postglacial, está representado por una superficie erosiva, TS, en la base de las formaciones Don Braulio y La Chilca, relacionada también con el sistema de bloques basculados post-formaciones La Cantera-Los Azules-Las Aguaditas. En esta etapa inicial, el avance de la transgresión postglacial habría retrabajado los depósitos glaciales, transportándolos a la plataforma proximal como flujo de detritos (*debris flow*) (Peralta, 1993a, b). Esto considerando una posible conexión entre los depocentros de Cerro La Chilca y Villicum durante el Ordovícico Tardío temprano. Como así también la correlación de la brecha carbonática de la base de la Formación Don Braulio, sección de Cerro La Chilca, como equivalente estratigráfico del Miembro Inferior Diamictítico de la mencionada formación en la Sierra de Villicum (Fig. 93, 94-1).

Un **segundo pulso** transgresivo es evidenciado por litofacies de plataforma interna postglacial en la Sierra de Villicum, en el que se reconocen un nivel psefítico de origen transgresivo y la Fauna de *Hirnantia*. En la base del Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas de la Formación Don Braulio, la biofacies TBF1 indicaría condiciones de aguas relativamente frías, ambientes óxicos y profundidades cercanas al *onshore* (Wang *et al.*, 2019) (Fig. 93, 94-2).

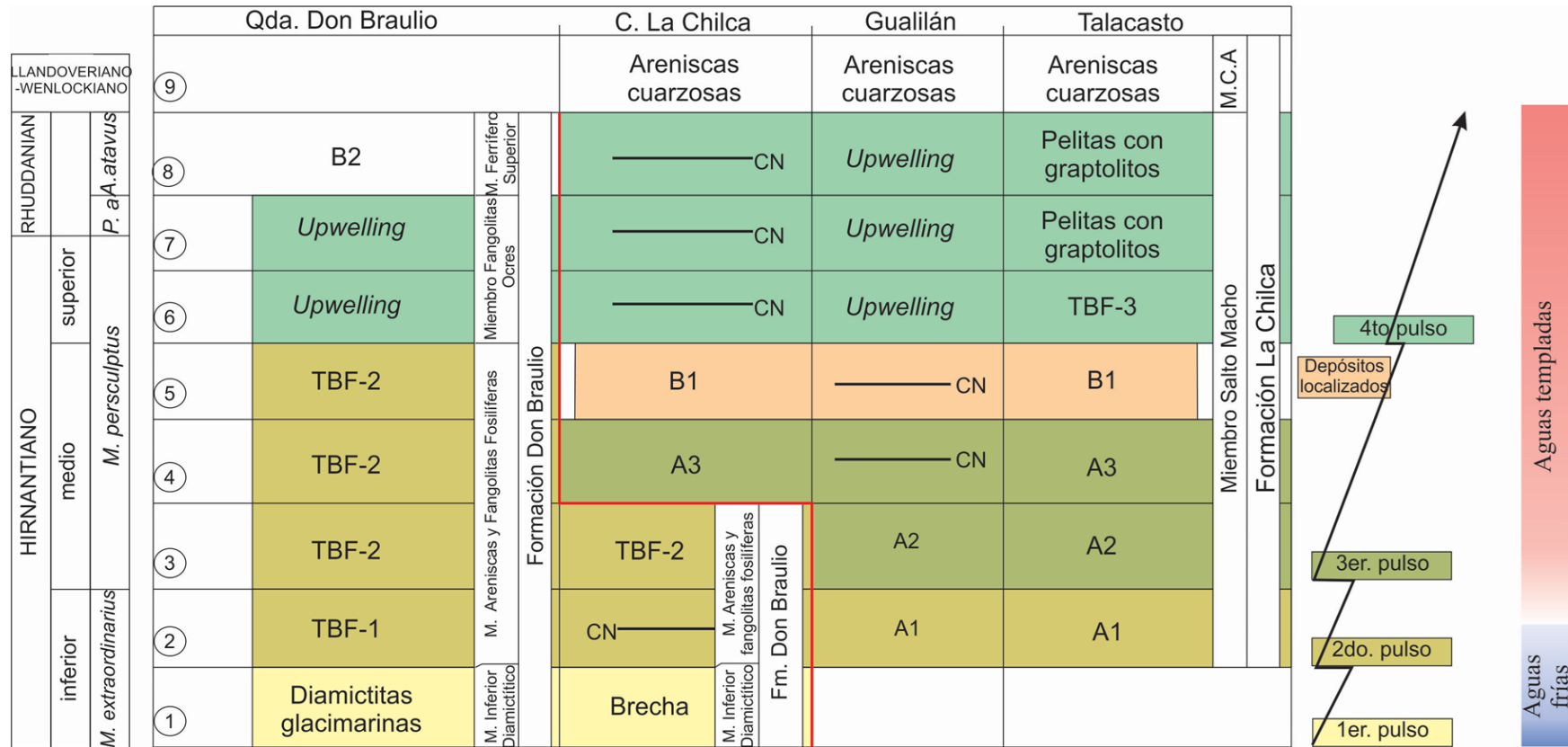


Figura 93. Cuadro bio-litoestratigráfico integrado del Hirnantiano-Llando-veriano para la Quebrada de Don Braulio en Precordillera Oriental, y las secciones de Talacasto, Gualilán y Cerro La Chilca en Precordillera Central. La relación entre las Faunas Bentónicas Transicionales (TBFs) 1-3 y las litofacies de las formaciones Don Braulio y La Chilca, permitieron reconocer cuatro pulsos transgresivos, y el paso de aguas frías a templadas en el evento postglacial Hirnantian-Rhuddaniano. La Zona de *M. extraordinarius* y TBF3 son inferidas sobre la base de correlaciones bioestratigráficas a escala regional y global. La numeración a la izquierda del cuadro, tiene correspondencia con las etapas descritas con los diagramas de bloques (Fig. 94 y 95). CN, contacto neto.

La asociación de las diamictitas y TBF1 con la Zona de *M. extraordinarius*, es inferida a partir del análisis bioestratigráfico a escala global, y por su correlación bioestratigráfica con niveles de la Formación Alcaparrosa, portadores de graptolitos de la Zona de *M. extraordinarius* (Brussa *et al.*, 1999), parte inferior de la Formación Trapiche con niveles de *A. superbus* (Albanesi *et al.*, 1995b), y con el miembro superior de la Formación Empozada (Heredia y Beresi, 2004).

En Precordillera Central, área de Talacasto y Gualilán, la superficie TS representa la falta de registro estratigráfico de unidades del Sandbiano?-Hirnantiano inferior, a excepción del reconocimiento de pelitas del Ordovícico Superior en la sección de Poblete Sur (datos de este trabajo) (ver Fig. 41). En las localidades de Poblete Norte y Gualilán, el segundo pulso transgresivo se registra en la litofacies A1, de areniscas calcáreas, suprayacente a TS. Este depósito estaría indicando un retardo de la transgresión y una lenta sedimentación hacia el sector sur de la cuenca (Fig. 93, 94-2).

13.2 Hirnantiano inferior-medio (Zona de *M. persculptus* inferior-medio)

En el depocentro de Villicum, la sedimentación del **segundo pulso** transgresivo, representado por el Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas, se observa continua desde el Hirnantiano inferior (TBF1) hasta el Hirnantiano medio (TBF2). La conexión entre los depocentros de Cerro La Chilca y Villicum, habría permitido el desarrollo de depósitos equivalentes a la biofacies TBF2 en ambas secciones (Fig. 87, 94-3).

La continuidad de la transgresión y ascenso eustático, habría favorecido un cambio en la biota evidenciado por el registro de la biofacies TBF2, indicando el paso de condiciones de aguas frías a templadas. El registro de TBF2 estaría relacionado con un aumento global en la temperatura, y la anoxia generalizada durante el Hirnantiano medio (Wang *et al.*, 2019).

La conexión de los depocentros de Cerro La Chilca y Villicum habría permitido la extensión de la plataforma postglacial en dirección oeste, y la profundización de la sedimentación hacia el norte. Ello considerando el registro de la biofacies TBF2 en la localidad de Cerro La Chilca, y el reconocimiento de litofacies y biofacies TBF2 de

ambientes profundos en los depocentros de Cerro del Fuerte y Cerro Potrerillo (Sánchez *et al.*, 1991; Rickards *et al.*, 1996; Benedetto, 1999).

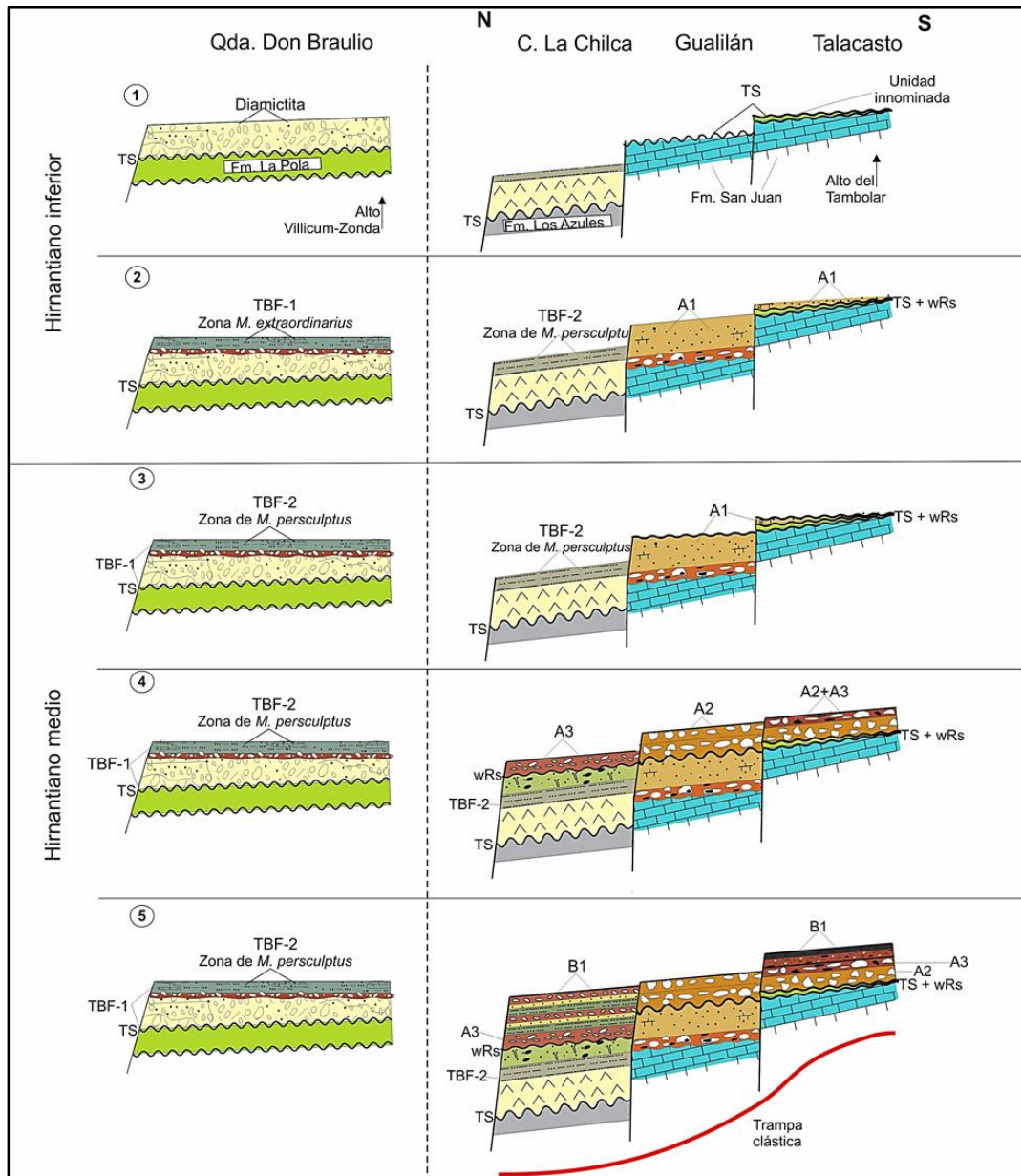


Figura 94. Diagrama de bloques para la sucesión de eventos durante el Hirnantiano inferior-medio. 1) Primer pulso, caracterizado por los depósitos de diamictitas y brecha en los depocentros de Villicum y Cerro La Chilca. 2) Segundo pulso transgresivo, evidenciado por litofacias de plataforma interna asociadas a TBF1 en la Sierra de Villicum (Zona de *M. extraordinarius*), y un retardo en de la transgresión en el área de Gualilán y Talacasto, litofacias A1. 3) Avance gradual del segundo pulso transgresivo durante el Hirnantiano medio, en los depocentros de Villicum y Cerro La Chilca, asociado con TBF2, registrando el paso de aguas frías a cálidas. 4) sección condensada relacionada al tercer pulso transgresivo en el Hirnantiano medio, registrado por la superficie wRs y las litofacias A2 y A3 en las áreas de Cerro La Chilca, Gualilán y Talacasto. 5) Generación de la trampa clástica, litofacias B1, durante el tercer pulso en el Hirnantiano medio.

En Precordillera Central, áreas de Cerro La Chilca, Gualilán, Talacasto, Portezuelo de Tambolar y Cerro Blanco de Pachaco, se reconoce un **tercer pulso** transgresivo caracterizado por el retroceso del *shoreface*, originando una superficie erosiva tipo wRs y el depósito de un *lag* transgresivo (Conglomerado con clastos de chert, litofacies A2), sugiriendo la máxima profundización en este pulso. Un cambio en la sedimentación estaría indicado por la litofacies A3, *lag* fosfático, en las secciones de Cerro La Chilca, Poblete Norte y Quebrada Ancha en Talacasto. Esta litofacies representa una condensación sedimentaria, en la etapa de máxima transgresión del tercer pulso (Gómez y Fernández, 1992) (Fig. 93, 94-4).

El basculamiento de la cuenca de Precordillera Central y la acción del alto del Tambolar, habrían permitido el desarrollo de depósitos localizados ferruginosos, litofacies B1, durante el Hirnantiano medio. Estos depósitos se habrían generado a partir de una trampa clástica (Brookfield, 1971), con facies profundas en la sección de Cerro La Chilca y facies someras en el área de Talacasto (Fig. 93, 94-5).

13.3 Hirnantiano superior (Zona de *M. persculptus* medio-superior)

Durante esta etapa, se registra un **cuarto pulso** transgresivo representado por una profundización en la cuenca. En los depocentros de Villicum y Gualilán, la interacción entre el ascenso eustático y los flujos glaciares, habrían originado una pluma de *upwelling* local de corta duración (Cooper *et al.*, 2012), con cambios significativos en la sedimentación y biota (Fig. 93, 95-6). Los datos isotópicos en los términos basales del Miembro de Fangolitas Ocre, sugieren una fase de somerización drástica en la transición Hirnantiano-Rhuddaniano (Finney *et al.*, 1999), con posible aporte terrestre (Fig. 93, 95-7)

En Precordillera Central, área de Talacasto, durante este pulso se regeneraron depósitos de plataforma interna, en donde se ha inferido la presencia de la biofacies TBF3, por el registro de las biozonas de *M. persculptus* y *P. acuminatus* (Baldís *et al.*, 1984b; Cuerda *et al.*, 1988; López *et al.*, 2020) y una asociación de palinomorfos del Hirnantiano (Gómez *et al.*, 2021a) (Fig. 93, 95-6).

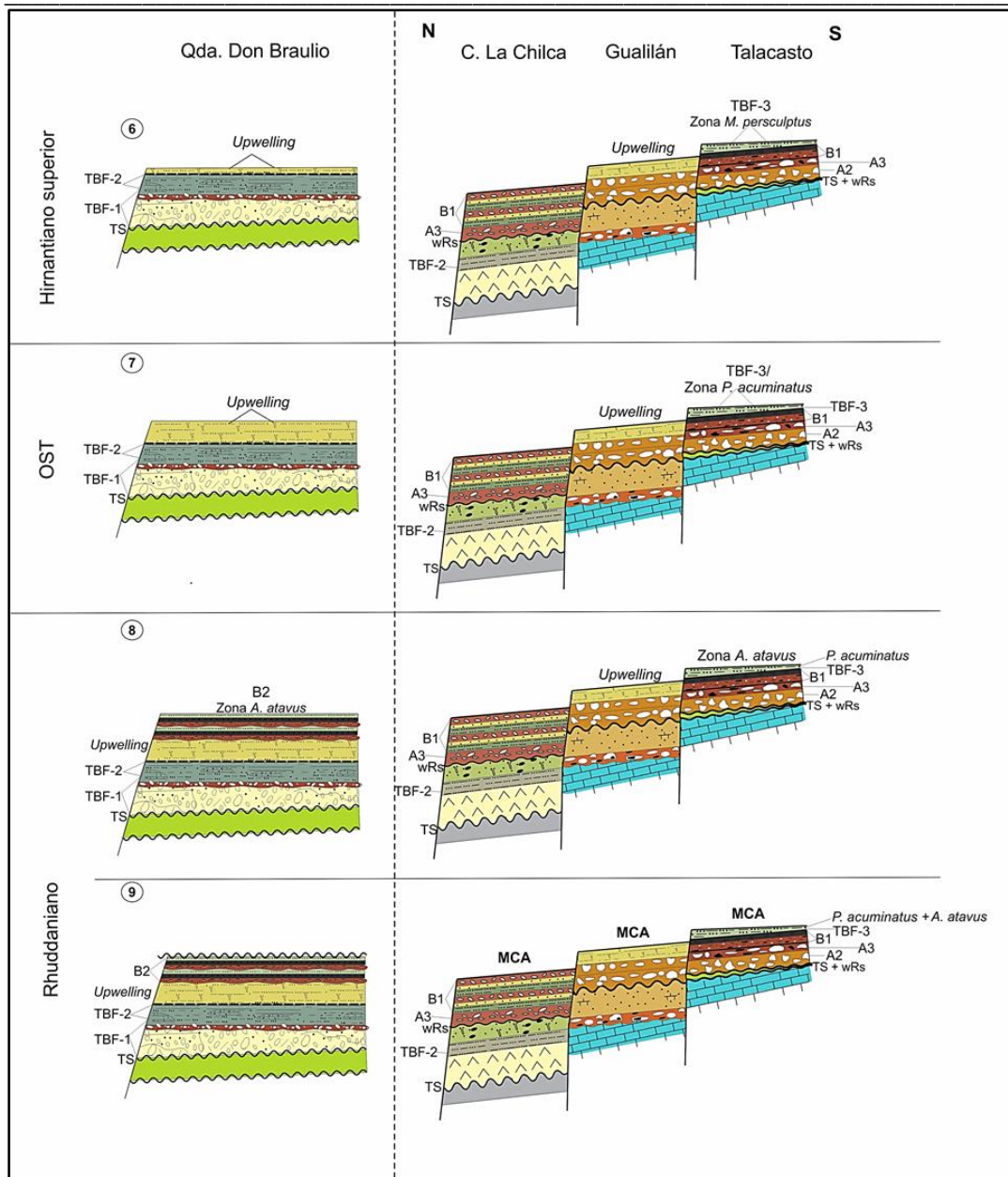


Figura 95. Diagrama de bloques (Continuación de la Figura 94) representando la sucesión de eventos durante el Hirnantiano superior y Rhuddaniano. 6) Cuarto pulso transgresivo en el Hirnantiano superior, en los depocentros de Villicum y Gualilán se habrían originado un proceso *upwelling*, mientras que en el área de Talacasto se generaron depósitos de plataforma interna asociados con TBF3 inferida. 7) Representación de la OST, registrada a la base de los depósitos de *upwelling* en la Sierra de Villicum y Gualilán, y a 60 cm de la base de la Formación La Chilca en el área de Talacasto. 8) Avance del cuarto pulso transgresivo en el área de Talacasto durante el Rhuddaniano (Zona de *P. acuminatus* y *A. atavus*). En el depocentro de Villicum se registra una somerización, litofacies B2, como resultado del ascenso relativo de bloque. 9) El continuo ascenso relativo del bloque de Villicum habría generado la erosión de los sedimentos post-Llandoveryano inferior; mientras que en Precordillera Central de registran facies regresivas, Miembro Cuarcitas Azules, resultado del descenso relativo del sistema de bloques y una disminución en el avance del nivel del mar.

El registro inferido de esta biofacies indicaría condiciones paleoclimáticas de aguas templadas, similares a TBF2. Desde la localidad de Talacasto hasta la Sierra de la Dehesa, la acción del alto de Tambolar habría impedido el desarrollo de sedimentos del Hirnantiano superior, de acuerdo con los datos de Pereyra *et al.*, (2022). En las áreas de Portezuelo del Tambolar y Cerro Blanco de Pachaco, la somerización de la plataforma es evidenciada por el cambio de facies de la Formación La Chilca en dirección al alto estructural, esto considerando el Miembro inferior de la Formación Tambolar y la Formación Los Bretes como equivalentes estratigráficos de esta unidad (Peralta *et al.*, 1997; Peralta 2013b).

13.4 Llandoveryano inferior (Zonas *P. acuminatus* y *A. atavus*)

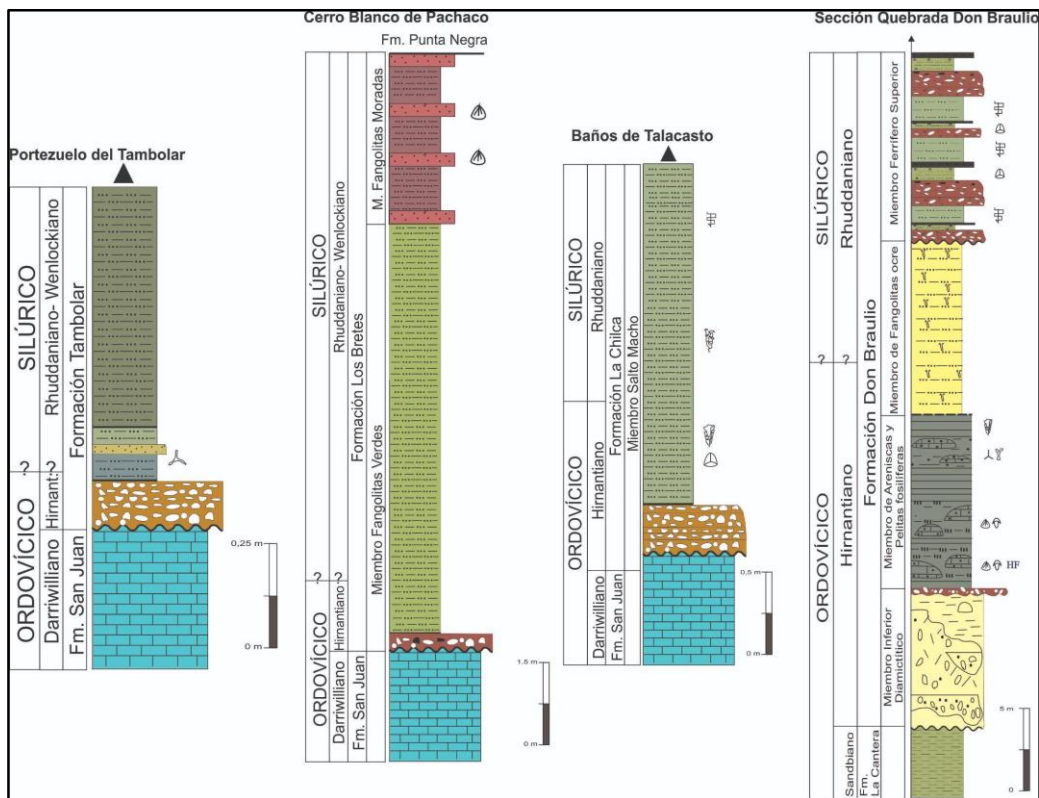
En la Precordillera Central se registra el avance del **cuarto pulso** transgresivo, evidenciado por las pelitas del Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca y el registro de las zonas de *P. acuminatus* y *A. atavus* (Cuerda *et al.*, 1988; Lenz *et al.*, 2003; López *et al.*, 2020) (Fig. 93, 95-7, 8). En los depocentros de Villicum y Gualilán, este evento está registrado por los depósitos de *upwelling* que incluyen la OST, de acuerdo con los datos aportados en este trabajo.

En Precordillera Oriental, el ascenso relativo del bloque de Villicum habría generado una somerización con pulsos regresivos de corta duración (Astini, 1992), en un área costera de alta energía con influencia de agua dulce (Gómez *et al.*, 2021a). Esto habría permitido el desarrollo de barras oolíticas, litofacies B2, intercaladas con depósitos pelíticos de plataforma interna, en la que se registran graptolitos de la Zona de *A. atavus* (Peralta, 1985), y palinomorfos llandoveryanos (Volkheimer *et al.*, 1980; Pöthe de Baldis, 1997b) (Fig. 93, 95-8).

13.5 Llandoveryano inferior-Wenlockiano

El ascenso relativo del bloque de Villicum, habría generado la erosión de los sedimentos post-Llandoveryano inferior a Devónico Temprano, que aportaron parte del material para los olistostromas de la Formación Rinconada. El descenso relativo del sistema de bloques en Precordillera Central, y la disminución de la energía durante la transgresión, habrían permitido la depositación de las facies arenosas regresivas del Miembro Cuarcitas Azules de la Formación La Chilca (Fig. 93, 95-9).

CONCLUSIONES



Litofacies en la OST de la Precordillera Central y Oriental

Correlaciones estratigráficas y regionales

Asociaciones de palinomorfos hirnantianos

Faunas Bentónicas Transicionales hirnantianas en la Precordillera Central y Oriental

Propuesta tecto-sedimentaria para la OST

Posición estratigráfica de la OST en la Precordillera Oriental

Pulsos transgresivos en la OST de la Precordillera Central y Oriental

14-CONCLUSIONES

El análisis de los datos estratigráficos, sedimentológicos, de biofacies, quimioestratigráficos y tectosedimentarios de la Transición Ordovícico-Silúrico (OTS) en la Precordillera Central y Oriental de San Juan, permitió establecer las siguientes conclusiones:

14.1 Litofacies en la OST de la Precordillera Central y Oriental

Litofacies A1, representada por un nivel de Arenisca Calcárea, depositada en las zonas media del *shoreface*, sobre una superficie estratigráfica regional, considerada como una superficie transgresiva (TS). Esta litofacies, expuesta en las secciones de Gualilán y Poblete Norte, es interpretada como un retardo (“*time-delay*”) en las etapas iniciales de la transgresión postglacial.

Litofacies A2, comprende al “*clásico conglomerado basal de la Formación La Chilca*”, y se encuentra expuesta en las secciones de Gualilán, Poblete Norte, Baños de Talacasto, Quebrada Ancha, Poblete Sur, Pachaco y Tambolar. Esta litofacies se habría depositado en el *shoreface* en un entorno de playa gruesa, dominada por oleaje, relacionado con la base y la parte superior del depósito de berma. Puede caracterizarse como un depósito de rezago o *lag* transgresivo, que descansa sobre una superficie de ravinamiento por oleaje (wRs), indicando la máxima profundización.

Litofacies A3, Pseudo-conglomerado Fe-fosfático, caracterizada como un *lag* fosfático. Esta litofacies puede interpretarse como producto del retrabajamiento de depósitos regresivos, durante un episodio de máxima transgresión regional postglacial, para lo cual se sugiere un proceso de condensación sedimentaria. Es reconocida en las secciones de Cerro La Chilca, Poblete Norte y Quebrada Ancha, en ausencia o no de la litofacies A1.

Litofacies B1, Arenisca oolítica Fe-fosfática, dividida en dos subfacies: B1Q, Arenisca cuarzosa con ooides; B1FP, Oolitas Fe-fosfáticas. Esta litofacies corresponde a depósitos *in situ* en una trampa clástica durante la transgresión

postglacial, como resultado de la acción del Alto del Tambolar, y consecuente basculamiento y profundización hacia el norte de la cuenca Hirnantiano-Silúrico. Las facies profundas se encuentran en la sección de Cerro La Chilca y las facies someras en las localidades de Talacasto y la Dehesa.

Litofacies C, Depósitos de *upwelling*, correspondiente a fangolitas bioturbadas con alto contenido de Fe, nódulos fosfáticos y clastos de chert dispersos. El contexto paleogeográfico de Precordillera y la extensión de la glaciación del Ordovícico tardío, permitió clasificarlo como un *upwelling* de borde de hielo, producto de un proceso de pluma de *upwelling*. El análisis geoquímico C_{org} y N lo caracteriza como un *upwelling* de baja intensidad. Esta litofacies está expuesta en las secciones de Gualilán y Quebrada de Don Braulio.

Litofacies B2, Areniscas Oolíticas Fe-Si-Fosfáticas, divide en: Subfacies B2F, Arenisca Ferruginosa con ooides; y Subfacies B2FSP: Oolitas Fe-Silico-fosfáticas, resultado del transporte y re-depositación de las barras oolíticas, como consecuencia de la acción del Alto Villicum-Zonda, y condicionadas a las fluctuaciones del nivel del mar, dentro del *shoreface*. Esta litofacies está registrada únicamente en la Quebrada de Don Braulio.

14.2 Correlaciones estratigráficas regionales y continentales

Se correlacionaron las litofacies B1 y B2, con unidades de Noroeste de Argentina, Sudamérica y Margen Norte de Gondwana. La litofacies de Arenisca oolítica Fe-fosfática (B1) se correlaciona con niveles ferruginosos de la Formación Eusebio Ayala (Cuenca de Paraná, Paraguay) y con la Unidad Canaglia, en el margen Norte de Gondwana al SW de Sardina (Italia). Esta correlación se realiza considerando la presencia de areniscas oolíticas Fe-fosfáticas, en unidades equivalentes que forman parte del cinturón ferrífero del Ordovícico Tardío. Por otro lado, teniendo en cuenta la distribución del Cinturón ferrífero del Silúrico Inferior, la litofacies de Areniscas Oolíticas Fe-Si-Fosfáticas (B2) se correlaciona con el Horizonte Rosales de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico), los mantos ferríferos de la Formación Lipeón (NOA), las areniscas ferruginosas de la Formación Kirusillas en

Bolivia, las lutitas ferruginosas rojizas de la Formación Vila María en Brasil y La Formación Kok, en los Alpes Cárnicos (Australia).

14.3 Asociación de palinomorfos hirnantianos

Se ha registrado la primera asociación de palinomorfos del Hirnantiano en la base de la Formación La Chilca, sección de Poblete Norte, a poco más de 1 m por sobre el contacto con la Formación San Juan. La lista de palinomorfos incluye los siguientes géneros y especies: *Ancyrochitina* sp. cf *Ancyrochitina merga* Katiano-Hirnantiano; *Armoricochitina* sp. cf *Armoricochitina nigerica* (Bouché 1965) Hirnantiano; *Conochitina minnesotensis*. Ordovícico medio-superior; *Calpichitina lenticularis* (Bouché 1965); *Euconochitina lepta* (Jenkins) Katiano- Hirnantiano? (ex Ashgillian); *Spinachitina bulmani* Late Ordovician; *Lagenochitina deunffi* (Paris 1980), Ordovícico medio; *Cheleutochroa diaphorosa* (Turner 1984) probablemente similar a *Multiplici Sphaeridium* sp. cf *arbusculiferum* in Melendi y Volkheimer (1982). La presencia de *Armoricochitina* sp. cf. *Armoricochitina nigerica* permite confirmar una edad hirnantiana, y su relación con las regiones de Gondwana-Perigondwana, de acuerdo con el registro en el intervalo estudiado de graptolitos de la Zona *M. persculptus*, en las secciones de Baños de Talacasto, Quebrada Ancha y Poblete Norte. Asimismo, en este trabajo de Tesis Doctoral se registran por primera vez palinomorfos característicos del Hirnantiano, en el Miembro de Fangolitas Ocre de la Formación Don Braulio, en la sección homónima.

14.4 Faunas Bentónicas Transicionales hirnantianas en la Precordillera Central y Oriental.

Las faunas de braquiópodos, graptolitos, palinomorfos y espículas de esponjas asociadas a la OST, en Precordillera Central y Oriental, pueden relacionarse con las Faunas Bentónica Transicionales (TBF) del Hirnantiano de la siguiente forma:

TBF1 (Hirnantiano inferior): conformada por la primera asociación de braquiópodos de la Formación Don Braulio en la Sierra de Villicum, donde dominan formas de *Hirnantia sagittifera*. Esta fauna se relaciona con graptolitos de la zona de *M. extraordinarius* de la Formación Alcaparrosa en Precordillera Occidental, y con

niveles de *A. superbis* en la parte inferior de la Formación Trapiche, en el área de Guandacol.

TBF2 (Hirnantiano medio): constituida por la segunda asociación de braquiópodos y espículas de esponjas de la Formación Don Braulio en la Sierra de Villicum, y las faunas de braquiópodos en las secciones del Río Gualcamayo, Cerro del Fuerte, y Cerro La Chilca, correlacionada con la parte inferior y media de la zona de *M. persculptus*.

TBF3 (Hirnantiano superior): Esta fauna se asocia a la parte superior de la Zona de *M. persculptus*. Se correlaciona con los braquiópodos de la sección de Mogotes Azules, palinomorfos identificados en la sección de Poblete Norte y la asociación de graptolitos presentes en las secciones de Quebrada Ancha, Baños de Talacasto y Poblete Norte.

Una edad hirnantiana se sugiere para las litofacies A1 (secciones de Gualilán y Poblete Norte), A2 (secciones de Mogotes Azules, Gualilán, Baños de Talacasto, Quebrada Ancha y Poblete Sur, Cerro Blanco de Pachaco y Portezuelo del Tambolar), A3 (secciones de Cerro La Chilca, Poblete Norte y Quebrada Ancha) y B1 (secciones de Cerro La Chilca, Poblete Norte, Quebrada Ancha y Poblete Sur) de la Formación La Chilca. La base se encuentra marcada por la presencia de la fauna TBF2 (sección de Cerro La Chilca), y en el tope por la fauna TBF3 (secciones de Mogotes Azules y área de Talacasto). Una edad llandoveryana es asignada a la litofacies B2 (sección Quebrada de Don Braulio) por su asociación con faunas de graptolitos de la Zona *A. atavus*. De acuerdo con los datos de esta tesis, el límite Ordovícico-Silúrico se encontraría presente en los depósitos de *upwelling* (secciones de Gualilán y Quebrada Don Braulio).

14.5 Propuesta tecto-sedimentaria para la OST

Se propone un modelo tecto-sedimentario para la Precordillera Central y Oriental, post-Formación Gualcamayo, con una posible conexión entre los depocentros de Cerro La Chilca y Villicum durante el Ordovícico Tardío temprano. Esta propuesta está basada en la reactivación del sistema extensional y la formación de los altos

estructurales de Sierra de La Trampa, Tambolar y Villicum-Zonda, en el Sandbiano (formaciones Los Azules y La Cantera). Se sugiere un basculamiento hacia el oeste de los bloques Cerro La Chilca-Villicum y desarrollo de rampas homoclinales, que favorecieron la generación de discordancias progresivas sinsedimentarias, de aproximadamente 3°, y no de naturaleza tectónica, en el Katiano?-Hirnantiano inferior, seguido de una tectónica tipo “yo-yo” en el Hirnantiano inferior-Silúrico. De acuerdo con los datos obtenidos, se propone el desplazamiento dextral de la Precordillera Oriental en el Hirnantiano medio-superior.

Se establece la correlación lito-bioestratigráfica entre la Formación La Chilca y el Miembro Inferior de la Formación Tambolar, en su estratotipo. De igual forma, se propone el Alto del Tambolar como elemento de control tecto-sedimentario de las litofacies A1, A2, A3 y B1.

14.6 Posición estratigráfica de la OST en la Precordillera Oriental

A partir del análisis de las curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y $\delta^{15}\text{N}$ y del estudio de palinomorfos, se realiza por primera vez el ajuste de la posición estratigráfica del límite Ordovícico-Silúrico en el Miembro de Fangolitas Ogres de la Formación Don Braulio, en su sección tipo. De acuerdo con los datos quimioestratigráficos y bioestratigráficos, y apoyado en correlaciones con curvas similares en el sur de China y Suecia, el límite Ordovícico-Silúrico estaría restringido a la base del Miembro Fangolitas Ocre, entre los 75 cm y los 3 m.

14.7 Pulsos transgresivos en la OST de la Precordillera Central y Oriental

Cuatro pulsos transgresivos han sido considerados para la sucesión Hirnantiano-Llando-veriano de la Precordillera Central y Oriental:

El **primer pulso** transgresivo corresponde al Miembro Diamictítico de la Formación Don Braulio en la Sierra de Villicum, y su equivalente estratigráfico en la sección de Cerro La Chilca.

El **segundo pulso** se corresponde con la biofacies TBF1 y TBF2 en Precordillera Oriental, y la litofacies A1 y biofacies TBF2 en Precordillera Central.

El **tercer pulso** está registrado solo en Precordillera Central, y corresponde a la dupla de las litofacies A2 y A3, junto con la presencia de los depósitos de la trampa clástica, litofacies B1.

El **cuarto pulso**, la litofacies C está relacionada con este pulso que se desarrolla durante la OST en la Precordillera Oriental. En la Precordillera Central, este pulso está relacionado con la litofacies C, la biofacies TBF3 y la sucesión de pelitas con graptolitos del Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca. La interacción entre las aguas oceánicas ascendentes y las aguas de deshielo generaron el retrabajo de sedimentos ricos en Fe, sílice y fosfato, con pequeños intervalos regresivos en la litofacies B2, que indicarían la etapa final del proceso transgresivo postglacial.

REFERENCIAS

Aceñolaza, G., Peralta, S. 1985a. Interpretación del comportamiento de la cuenca silúrica, en función de sus icnofacies en el área de Talacasto, Precordillera de San Juan. *Ieras Jornadas de Geología*. Serie B. Monografías. Asociación Geológica Argentina: 151-156.

Aceñolaza, G., Peralta S. 1985b. Análisis secuencial de los caracteres icnológicos del Silúrico de la Precordillera Argentina (sierra de Talacasto, San Juan Argentina). 6° *Congreso Geológico Chileno*, V 4: 591-598.

Aceñolaza, F. G., Peralta, S. 1991. Traza Fósiles de la Formación Tambolar Silúrico de la Precordillera sanjuanina. Argentina. *Revista técnica de YPF*, 12(1):125-127 Bolivia.

Aceñolaza, F. G., Toselli, A. J. 2007. Evolución del Borde Gondwánico de Argentina en el Paleozoico: Cuyania, ¿Un Fragmento Gondwánico o un Alóctono Lauréntico. 4° *European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America*. Cuadernos del Museo Geominero, N° 8: 3-8. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli A.J. 1999. Proterozoic-Lower Paleozoic Terrane evolution in Western South America. *Geodinámica Andina. Fourth*. SAG. Resúmenes Expandidos, 6-7. Göttingen.

Aceñolaza, F., Miller H., Tosselli, A. 2002. Proterozoic Early Paleozoic evolution in western South America: A discussion. *Tectonophysics*, 354: 121-137.

Adôrno, R.R., Do Carmo, D.A., Salas, M.J.; Zabini, C., Assine, M.L. 2016. The earliest ostracoda record from Brazil: Vila Maria Formation, Rio Ivaí Group, Paraná basin, central Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 19 (3): 379–388.

Albanesi, G., Benedetto, J., Gagnier, P. 1995a. *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*, 60: 519-543, Córdoba.

-
- Albanesi, G.L., Hünicken, M.A., Ortega, G. 1995b. *Amorphognathus* aff. *superbus* (Conodonta) en la Formación Trapiche (Ordovícico Superior), Cerro Potrerillo, Precordillera Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 60: 461-468. Córdoba
- Albanesi, G.L., Hünicken, M.A., Barnes, C.R. 1998a. Bioestratigrafía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillos, Precordillera Central de San Juan, República Argentina. En: Hünicken, M. A. (Ed.), Bioestratigrafía, Biofacies y Tafonomía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 12: 7–72, Córdoba.
- Albanesi, G.L., Hünicken, M.A., Barnes, C. 1998b. Bioestratigrafía, Biofacies y Taxonomía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 12: 1-74, Córdoba.
- Albanesi, G.L., Ortega, G., Hünicken, M.A. 2006. Bioestratigrafía de conodontes y graptolitos silúricos en la sierra de Talacasto, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 43: 43-112.
- Albanesi, G.L., Feltes, N.A., Serra, F. 2014. Middle Darriwilian to Lower Sandbian conodont zones and global correlation of the Argentine Precordillera. IPC4.
- Alfaro, M.B., Cuerda, A.J. 1986. *Paraglossograptus tentaculatus* (Hall) (Graptolithina) en el Ordovícico de la Precordillera. *Ameghiniana*, 22: 213–219.
- Alfaro, M.B., Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Bidone, A.R., Galeano Inchausti, J.C. 2010. Hallazgo de la Biozona de *Persculptograptus persculptus* en la Formación Eusebio Ayala (Ordovícico Superior?–Llandovery), Paraguay oriental. 10°. *Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* y 7°. *Congreso Latinoamericano de Paleontología*: 41.
- Alfaro, M.B., Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Tortello, F., Bidone, A.R., Galeano Inchausti, J.C. 2012. *Normalograptus persculptus* Biozone record (graptolites and trilobites) in the Eusebio Ayala Formation: new Hirnantian-Llandovery sequence within the Paraná Basin in Eastern Paraguay. *Geological Journal*, 48 (2-3): 236-247.

- 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: 5-35.
- Amos, A., Marchese, H.G. 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico en la Ciénaga del Medio, Ea. Leoncito, sud de Barreal, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (2): 263-270.
- Amos, A., Fernandez, J. 1977. Estructura del cerro Bola al Noreste de la quebrada de la Flecha, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(4): 241-247.
- Amsden, T.W. 1974. Late Ordovician and Early Silurian articulate brachiopods from Oklahoma, southwestern Illinois, and eastern Missouri. Okla. *Geological Survey Bulletin*. 119: 1-154.
- Amsden, T.W., Barrick, J.E. 1986. Late Ordovician-Early Silurian strata in the Central United States and the Hirnantian Stage. Okla. *Geological Survey Bulletin*. 139: 1-95.
- Anaya, F., Pacheco, J., Pérez, H. 1987. Estudio estratigráfico-paleontológico de la Formación Cancañiri en la Cordillera del Tunari (Departamento de Cochabamba). En: Suárez-Riglos, M., Suárez- Soruco, R. (Eds.), *4° Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 2: 679-693. Santa Cruz.
- Anderson, D.M., Prell, W.L. 1993. A 300 KYR record of *upwelling* off Oman during the Late Quaternary: evidence of the Asian southwest monsoon. *Paleoceanography*, 8(2): 193-208.
- Andreis. R.R., Spalletti. L.A., Mazzoni. M. 1975. Estudio geológico del Subgrupo Sierra de Maz (Paleozoico Superior, sierra de Maz, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11(4): 373-378, Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1941. Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. *Dirección de Minería y Geología. Bol. N° 50*. Buenos Aires.

- Archangelsky, S., Arrondo, O. 1971. *Palaeophytologia Kurtziana* III. 2. Estudio sobre el género *Botrychiopsis* Kurtz del Carbonífero (Gondwanidiun Gothan) del Carbonífero-Pérmico del Gondwana. *Ameghiniana* 8:(3-4): 189-227.
- Arche, A. 1992. Sedimentología. Volumen I. Consejo superior de investigaciones científicas, 543 pp. Madrid.
- Arche, A. 2010. Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo superior de investigaciones científicas, 1287 pp. Madrid.
- Armella, C. 1989. Microfacies trombolíticas de un biociclo ideal de la Formación La Flecha, Precordillera Oriental, San Juan. *Serie Correlación Geológica* 5: 45-52.
- Armella, C. 1990. Guía práctico para la clasificación de los trombolitos. *11º Congreso Geológico Argentino*, 2:195- 198.
- Armstrong, H.A., Turner, B.R., Makhlof, I.M., Weedon, G.P., Williams, M., Al Smadi, A., Abu Salah. 2005. Origin, sequence stratigraphy and depositional environment of an Upper Ordovician (Hirnantian) deglacial black shale, Jordan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 220: 273-289.
- Assine, M.L., Soares, P.C., Milani, E.J. 1994. Seqüencias tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. *Revista. Brasileira de. Geociencias* 24: 77-89
- Astini, R.A. 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. Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito).
- Astini, R.A. 1990. Formación Punta Negra, un abanico submarino un complejo deltaico de plataforma?. *3º Reunión Argentina de Sedimentología*: 19-24.
- Astini, R.A. 1991a. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, 851 p. (Inédito).
- Astini, R.A. 1991b. Sedimentología de la Formación Talacasto: Plataforma fangosa del Devónico precordillerano, Provincia de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 46: 277-294.

-
- Astini, R.A. 1992a. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 315-327.
- Astini, R.A. 1992b. Descripción y Génesis de los Bancos de Oolitas Ferruginosas en la Base del Silúrico de la Precordillera Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 297-303.
- Astini, R.A. 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): 137-149.
- Astini, R.A. 1994a. 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.A. 1994b. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y cordón de Perico-Potrerrillo), Precordillera Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(1-2): 55-70.
- Astini, R.A. 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.A. 1998. Algunos ejemplos de discordancias de inundación y regresiones forzadas inducidas por tectónica en el Ordovícico de la Precordillera. 7°. *Reunión Argentina de Sedimentología*: 104. Salta.
- Astini, R.A. 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.A. 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.A., Benedetto, J.L. 1992. The Late Ashgillian (Hirnantian) of the Cerro La Chilca in the Precordillera of San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 29 (3): 249-264.

-
- Astini, R.A., Piovano, E.L. 1992. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (1): 99-110.
- Astini, R.A, Buggish, 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.A., Cañas, F. 1995. La Formación Sassito, una nueva unidad calcárea en la Precordillera de San Juan: sedimentología y significado estratigráfico y paleoambiental. *Revista Asociación Argentina de Sedimentológica* 2: 19-37
- Astini, R. A., Maretto, H. M. 1996. Análisis estratigráfico del Silúrico de la Precordillera Central de la Precordillera Central de San Juan y consideraciones sobre la cuenca. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 351-368, Buenos Aires.
- Astini, R. A., 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. A, Marengo, L. 2006. Paleoambientes y estratigrafía secuencial de depósitos marinos marginales del Ordovícico de la sierra de Zapla (sierras Subandinas, noroeste argentino) y su relación con la Cuenca Andina Central. *Revista Geológica de Chile* 33 (2): 247-276.
- Astini, R. A., Benedetto, J. L., Vaccari, N. E. 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A Geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 253-273.
- Astini, R. A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Cañas, F.L. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploraciones e Hidrocarburos*, 5: 293-324. Buenos Aires.

- Astini, R. A., Waisfeld, B.G., Toro, B. A., Bendetto, J.L. 2004. El Paleozoico Inferior y Medio de la Región de Los Colorados, Borde Occidental de la Cordillera Oriental (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2): 243-260.
- Asurmendi, E., Sánchez, M.L., Toro, E., Heredia, S. 2017. Formación La Chilca (Ordovícico Superior-Wenlockiano): Depósitos de planicies de marea en la Quebrada Poblete Norte, Precordillera Central, San Juan. *20° Congreso Geológico Argentino*, 1: 1-11. Tucumán, Argentina.
- Asurmendi, E., Sánchez, M.L., Heredia, S. 2018. Stratigraphy and facies analysis of the La Chilca Formation, Central Precordillera: Insights on the postglacial Ordovician-Silurian boundary and Early Silurian deposits from Argentina. *Geological Journal*: 1-23
- Azcuy, C., Morelli, J. 1970. The Paganzo basin, Tectonic and sedimentary characteristics of the Gondwana, sequences in the Northwestern of Argentina. *2th Gondwana Symposium. Proceeding and Papers*: 241-247. South África.
- Baldis, B. A. 1973. Variaciones de facies de la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera sanjuanina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28(2): 147-155. Buenos Aires.
- Baldis, B. A. 1975. El Devónico inferior en la Precordillera Central. Parte I: Estratigrafía. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 53-83. Buenos Aires.
- Baldis, B. A., Chebli, G. 1969. Estructura profunda del área Central de la Precordillera sanjuanina. *4° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 47-66. Buenos Aires
- Baldis, B. A. Blasco, 1975. Primeros trilobites ashgillianos del Ordovícico sudamericano. *1° Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 33-48. San Miguel de Tucumán.
- Baldis, B. A., Aceñolaza, G. 1978. Trazas fósiles del Silúrico de Precordillera. *Suplemento Actas Geológica Lilloana*, 14: 101-104.
- Baldis, B. A., Beresi, M. 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina. *2° Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 2: 11-16. Porto Alegre. Brasil.

-
- Baldis, B. A., Peralta, S. H., 1999. Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. En: Geología Argentina, *Anales* 29, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), 1: 215-238. Buenos Aires.
- Baldis, B. A., Benedetto, J. L., Blasco, G., Martel, M. E. 1976. Trilobites Silúrico-Devónico en la sierra de Zapla (Noroeste de Argentina). *Ameghiniana*, 12: 185-225.
- Baldis, B. A., Bordonaro, O., Beresi, M., Uliarte, E. 1981, Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo dolomítica del Paleozoico Inferior de San Juan: 8° *Congreso Geológico Argentino*, 1: 419-434.
- Baldis, B. A., Beresi, M. S., Bordonaro, O. L., Vaca, A. 1982. Primeros trilobites asghillianos del Ordovícico sudamericano. *5to Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 399-445. Buenos Aires.
- Baldis, B. A., Beresi, M., Bordonaro, O., Vaca, A. 1984a. The Argentina Precordillera a key to Andean structure. *Episodes* 7(3): 14-19.
- Baldis, B. A., Peralta, S. H., Uliarte, E. R. 1984b. Geología de la Quebrada Ancha y sus alrededores en el área de Talacasto, Precordillera Sanjuanina. 9° *Congreso Geológico Argentino*, 4: 233-245. Bariloche.
- Baldis, B. A., González, S., Pires de Carvalho, M. 1984c. Una fauna arenigiana de la sierra de Villicum (San Juan, Argentina) ubicada en transfacies calcáreo-pelíticas. 3° *Congreso Latinoamericano de Paleontología*: 68-72.
- Baldis, B. A., Bordonaro, O., Armella, C., Beresi, M., Cabaleri, N., Peralta, S., Bastías, H., 1989. La cuenca paleozoica inferior de la Precordillera Argentina. *Cuencas Sedimentarias Argentinas*.
- Baraboshkin, E. 2008. Condensed sections: Terminology, types, and accumulation conditions. *Moscow University Geology Bulletin*, 64 (3): 153-160.
- Bayer, U. 1989. Stratigraphic and environmental patterns of ironstone deposits. *Geological Society London Special Publications*, 46: 105-117.

- Benedetto, J.L. 1986. The first typical Hirnantian Fauna from South America (San Juan Province, Argentine Precordillera). En: Racheboeuf, P.R., Eming, C.C. (Eds.), *Les Brachiopodes fossiles et actuels: Biostratigraphie du Paleozoic*, 4: 439-447.
- Benedetto, J.L. 1987. Braquiópodos neo-Ordovícicos del flanco occidental del Cerro del Fuerte, Provincia de San Juan. *Ameghiniana*, 24: 169-174.
- Benedetto, J.L. 1990. Los géneros Cliftonia y Paromalomena (Brachiopoda) en el Ashgilliano tardío de la Sierra de Villicum, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 27: 151-159.
- Benedetto, J.L. 1991. Braquiópodos silúricos de la Formación Lipeón, flanco occidental de la Sierra de Zapla, Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 28: 111-125.
- Benedetto, J.L. 1993. La hipótesis de la aloctonía de la Precordillera Argentina: un test estratigráfico y biogeográfico. *12° Congreso Geológico Argentino*, 3: 375-384.
- Benedetto, J.L. 1995. Braquiópodos del Silúrico temprano (Llandoveryano) Malvinocáfrico, Formación La Chilca, Precordillera Argentina. *Geobios*, 28: 425-457.
- Benedetto, J.L. 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.L. 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.L. 1999. Braquiópodos de la Formación Trapiche, Ordovícico Tardío de la Precordillera de La Rioja y San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 36 (3): 323-337.
- Benedetto, J.L. 2003. Braquiópodos del Caradociano temprano de la Formación La Pola, sierra de Villicum, Precordillera de San Juan (Argentina). *Ameghiniana*, 40: 33-52.

- Benedetto, J.L., Herrera, Z. 1987. Primer hallazgo de braquiópodos y trilobites en la Formación Trapiche (Ordovícico tardío), Precordillera Argentina. *10° Congreso Geológico Argentino*, 3: 73-76.
- Benedetto, J.L., Astini, R. 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the early Paleozoic, *2° Symposium International Géodynamique Andine ISAG 93* (Oxford): 501-504. París.
- Benedetto, J.L., Franciosi, M. 1998. Braquiópodos Silúricos de las formaciones Tambolar y Rinconada en la Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 35(2): 115-132.
- Benedetto, J.L., Cocks, R. 2009. Early Silurian (Rhuddanian) brachiopods from the Argentine Precordillera and their biogeographic affinities. *Ameghiniana*, 46 (2): 241-253.
- Benedetto, J. L., Cañas, F., Astini, R. 1986a. Braquiópodos y trilobites, de la zona de transición entre las formaciones San Juan y Gualcamayo, en el área de Guandacol, La Rioja, Argentina. *4to. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 103-112.
- Benedetto, J. L., Ortega, G., Brussa, E., Toro, H. 1986b. Litoestratigrafía y fauna de la secuencia neo-Ordovícica y Llandoveryana del Río Escondido (Flanco occidental del Cerro del Fuerte). Prov. de San Juan. *1era. Jornadas Geología de la Precordillera*, 1: 128-133.
- Benedetto, J.L., 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.L., Sanchez, T. M., Brussa, E. D., 1992a. Las cuencas Silúricas de América Latina. En: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura: 119-148.
- Benedetto, J.L., Racheboeuf, P., Herrera, Z., Brussa, E., Toro, B. 1992b. Brachiopodes et biostratigraphie de la Formación Los Espejos, Siluro-Devonien de la Precordillera (NW Argentine). *Geobios*, 25: 599-637.

- Benedetto, J.L., Sánchez, M. 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.
- Benedetto, J.L., Halpern, K., Galeano Inchausti, J.C. 2013. High-latitude Hirnantian (Latest Ordovician) brachiopods from the Eusebio Ayala Formation of Paraguay, Paraná Basin. *Palaeontology* 56: 61-78.
- Benedetto, J.L., Halpern, K. De La Puente, S., Monaldi, C. R. 2015. An in situ shelly fauna from the lower Paleozoic Zapla diamictite of northwestern Argentina: Implications for the age of glacial events across Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 166-182.
- Bercowski, F. 1987. Estudio sedimentológico y paleoambiental del Carbonífero en la Quebrada de Las Lajas, Sierra Chica de Zonda, provincia de San Juan. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. 154p. (Inédito)
- Bercowski, F., Milana, J. P., 1990. Sedimentación glacimarina nueva interpretación para la Formación Guandacol (Carbonífero) en el perfil Río Francia Precordillera Central, San Juan. *3° Reunión Argentina de Sedimentología*: 37-42. San Juan.
- Bercowski, F., Rocco, R. 1993. Posible fan-delta lacustre en la Formación Jejenos (Carbonífero) Sierra Chica de Zonda, San Juan. *Comunicaciones Grupo Argentino Proyecto Pangea Globals*: 1-3. Buenos Aires.
- Beresi, M.S. 1978. Presencia de depósitos de hierro sedimentario en el Paleozoico Inferior de la Precordillera de San Juan. *Suplemento Acta Geológica Lilloana*, 14: 61-64.
- Beresi, M.S. 1980. El Paleozoico Inferior en el tramo medio del Río San Juan (Pachaco), provincia de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 18-25. Buenos Aires.

- Beresi, M.S. 1986. Paleoecología y biofacies de la Formación San Juan, al sur del paralelo de 30° sur, Precordillera de San Juan. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Universidad Nacional de San Juan. (Inédita).
- Beresi, M.S. 1988. Sincronismo, Diacronismo y Cronología de la depositación calcárea en la Precordillera Argentina, en base a biozonas de conodontes. *5to. Congreso Geológico Chileno* 2:28-36 Santiago.
- Beresi, M.S. 1991. Ordovician cycles and sea level fluctuation in the Precordillera terrane, west of Argentina. En: Webby, B.D., Laurie, J.R. (Eds.), *Global Perspectives on Ordovician. Geology*. A.A: 337-344
- Beresi, M.S. 2002. Ciclos sedimentarios ordovícicos en el Terreno de Precordillera, oeste de Argentina- Ordovician sedimentary cycles in the Precordillera terrane, western Argentina. *Ianigla, 30 años de Investigación básica y aplicada en Ciencias Ambientales*: 125- 31. Mendoza.
- Beresi, M.S. 2013. Discovery of Silurian sponge spicules from the Argentine Precordillera. *Geological Journal*, 48: 248–255.
- Bergström, S.M., Goldman, D. 2019. $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of the Ordovician-Silurian boundary interval. En: Sial, A.N., Gaucher, C., Ramkumar, M., Ferreira, V.P. (Eds.), *Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries. John Wiley & Sons, Inc*: 143-158.
- Bergström, S M., Eriksson, M.E., Young, S.A., Ahlberg, P., Schmitz, B. 2014. Hirnantian (latest Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy in southern Sweden and globally: a refined integration with the graptolite and conodont zone successions. *GFF* 136: 355-386.
- Bernal, J., Štorch, P., Gutiérrez-Marcos, J. 2017. Bioestratigrafía (graptolitos) del límite Ordovícico-Silúrico en los Pirineos orientales (curso alto del río Segre, Lleida). *Geogaceta*, 61: 27-30.
- Bernandez, E., Colmenar, J., Gutiérrez-Marcos, J., Rábano, I., Zamora, S. 2014. New peri-Gondwanan records of the Hirnantia Fauna in the latest Ordovician of Spain. *Gondwana* 15: 5. North meets South, Abstracts Book.

- Blackwelder, E. 1909. The valuation of unconformities. *Journal of Geology* 17: 289-299.
- Blasco, G., Ramos, V. 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del cerro La Chilca, Departamento Jáchal, Provincia de San Juan. *Ameghiniana*, 13: 312-329.
- Bluck, B. J. 1999. Clast assembling, bed-forms and structure in gravel beaches. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences* 89: 292-323.
- Bockelie, J. F., Baarli, B. G., Johnson, M. E. 2017. Hirnantian (latest Ordovician) glaciations and their consequences for the Oslo Region, Norway, with a revised lithostratigraphy for the Langøyene Formation in the inner Oslofjorden area. *Nor. Journal of Geology*, 97: 119-143.
- 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, D.P., Wignall, P.B. 2014. Large igneous provinces and mass extinctions: an update. En: Keller, G., Kerr, A.C. (Eds.), *Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects. The Geological Society of America*.
- Bond, D.P., Grasby, S.E. 2017. On the causes of mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478: 3-29.
- Bordonaro, O. 1980, El Cámbrico en la quebrada de Zonda, Provincia de San Juan: 3° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 7-11.
- Bordonaro, O. 1986. Bioestratigrafía del Cámbrico Inferior de San Juan. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 19- 27. Mendoza
- Bordonaro, O. 1999. El Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. En Caminos, R. (Ed.). Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Naturales Geología Argentina. *Anales*, 29 (8):189-204.
- Borrello, A. 1962. Caliza La Laja (Cámbrico Medio de San Juan). *Notas Comité Investigaciones Científicas de Buenos Aires* 2: 3-8. La Plata

- Borrello, A. 1965. Sobre la presencia del Cámbrico inferior olenellidiano en la Sierra de Zonda, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 3(10): 313-318. Buenos Aires.
- Borrello, A. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Anales Dirección Nacional de Geología y Minería* 14, 188p.
- Bosellini, A. 1989. Dynamics of Tethyan carbonate platforms. En: Crevello, P. D., Wilson, J. L., Sarg, J. F., Read, J. F. (Eds) Controls on carbonate platform and basin development. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 44: 3-13.
- Boso, M.A. 1995. Estratigrafía y sedimentología de las formaciones Zapla y Lipeón y los depósitos ferríferos asociados en las Sierras Subandinas Centrales del norte argentino. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta. (Inédito).
- Boso, M.A. 1996. Los ambientes sedimentarios de la Formación Zapla en el noroeste argentino. *12° Congreso Geológico de Bolivia*, Memorias: 951-960. Tarija.
- Boso, M.A., Monaldi, C.R. 1990. Oolitic stratabound iron ores in the Silurian of Argentina and Bolivia. En: L. Fontboté, C. Amstutz, M. Cardozo and E. Cedillo, (Eds.), Stratabound ore deposits in the Andes, *Springer-Verlag*: 175–186. Berlin, Heidelberg.
- Boso, M.A., Monaldi, C.R. 1999. La cuenca ferrífera del norte argentino, Jujuy y Salta. En: Zappettini, E.O. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, *Anales* 35: 529-544, Buenos Aires
- Boso, M.A., Monaldi, C.R., 2008. Cuenca Silúrico-Devónica y los depósitos ferríferos asociados en la Provincia de Jujuy. *17° Congreso Geológico Argentino*,: 166-165. San Salvador de Jujuy
- Boso, M. A., Hoyos, M., Gallardo., Monaldi, C. R. 2016. Los mantos ferríferos silúricos de Los Colorados, Jujuy. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas*.
- Bossi, G.E., Viramonte, J.G. 1975. Contribución al conocimiento de la petrología de los yacimientos ferríferos sedimentarios de Zapla y Unchimé (Provincias de Jujuy y Salta, República Argentina). *2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 5: 181-202. Buenos Aires.

- Bossi, G.E., Andreis, R.R. 1985. Secuencias deltaicas y lacustres del Carbonífero del centro-oeste argentino. *10° International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology, Madrid 1983*, Proceedings 4: 285-309.
- Botting, J.P., Muir, L.A., Wang, W.H., Qie, W.K., Tan, J.Q., Zhang, L.N., Zhang, Y.D., 2018a. Sponge-dominated offshore benthic ecosystems across South China in the aftermath of the end-Ordovician mass extinction. *Gondwana Research*, 61: 150-171.
- Botting, J.P., Zhang, Y., Muir, L.A. 2018b. A candidate stem group rossellid (Porifera, Hexactinellida) from the latest Ordovician Anji Biota, China. *Bulletin Geosciences* 93(3): 275-285.
- Boucot, A., Johnson, J., Shagam R. 1972. Braquiópodos Silúricos de Los Andes Merideños de Venezuela. *4to Congreso Geológico Venezolano*.
- Bracaccini, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanina-Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras*: 258-264.
- Bracaccini, O. 1949. El perfil de Tambolar. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 4(3): 165-179.
- Bracaccini, O. 1950, Observaciones estratigráficas de la Precordillera sanjuanina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5: 5-14.
- Bracaccini, O. 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina, *Petrotecnia*, 10 (6): 57-69.
- Bracaccini, O. 1964. Geología estructural de la zona cordillerana de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, Contrato 1103, Informe 4, Buenos Aires, 220p.
- Bracco, A. 1985. Estudio estratigráfico y estructural del faldeo oriental de la Sierra de la Invernada (sector central), departamento Ullum, San Juan. Trabajo final de Licenciatura, Universidad Nacional San Juan, San Juan, 112 p. (Inédito).
- Branisa, L. 1969. El sistema silúrico en Bolivia: Estratigrafía, Fauna y Límite. *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana*, 12: 22-70.

-
- Branisa, L., Chamot, G.A., Berry, W., Boucot, A.J. 1972. Silurian of Bolivia. En: Berry, W., Boucot, A.J. (Eds). Correlation of South American Silurian rocks. *Geological Society of America Special Paper*, 133, 21-31.
- Brenchley, P.J., Cocks, L.R.M. 1982. Ecological associations in a regressive sequence: the latest Ordovician of the Oslo-Asker district, Norway. *Paleontology*, 25: 783–815.
- Brenchley, P.J., Cullen, B. 1984. The environmental distribution of associations belonging to the Hirnantia fauna—evidence from North Wales and Norway. *Palaeontology, Contributions from the Paleontological Museum, University of Oslo*, 295: 113-125.
- Brenchley, P.J., Marshall, J.D., Carden, G.A.F., Robertson, D.B.R., Long, D.G.F., Meidla, T., Hints, L., Anderson, T.F. 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, 22: 295-298.
- Brenchley, P.J., Carden, G.A., Hints, L., Kaljo, D., Marshall, J.D., Martma, T., Meidla, T., Nõlvak, J. 2003. High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 115: 89-104.
- Brookfield, M. 1978. An alternative to the “clastic trap” interpretation of oolitic ironstone facies. *Geological Magazine*, 108(2): 137-143.
- Brussa, E. 1999. 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., Toro, B. 1989. Hallazgo del primer euriptérico silúrico de Argentina. *Ameghiniana*, 26 (2): 23-26.
- Brussa, E., Mitchell, C., Astini, R. 1999. Ashgillian (Hirnantian?) graptolites from the western boundary of the Argentine Precordillera. *Acta Universitatis Carolinae Geologica* 43: 199-202. Praga
- Brussa, E., Mitchell, C., Ortega, G., Maletz, J., Astini, R. 2003. 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 7th International Graptolite Conference and 2003 Field Meeting of the Subcommission on Silurian Stratigraphy, San Juan, *Serie Correlación Geológica* (INSUGEO), 18: 21-25, Tucumán.
- Buatois, L.A., Mángano. M.G. 2003. Caracterización ichnológica y paleoambiental de la localidad tipo de *Orchosteropus atavus* Frenguelli, Huerta de Huachi, Provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 40 (1): 53-72. Buenos Aires.
- Buatois, L.A., Mángano, G., Aceñolaza, F. 2002. Trazas Fósiles. Señales de comportamiento en el registro estratigráfico. Museo Paleontológico Egidio Feruglio. 2da edición. 275p.
- Buatois, L.A., Netto. R.G., Mángano. M.G., Balistieri. P.R. 2006. Extreme freshwater release during the late Palaeozoic Gondwana deglaciation and its impact on coastal ecosystems. *Geology*, 34(12): 1021-1024.
- Buggish, W., Astini R., 1993: The Late Ashgillian Ice Age: New evidence from the Argentine Precordillera. En: Unrug R.H, Banks R., Veevers, J. (Eds.), *Gondwana Eight*, Findlay: 439-447.
- Buggish, 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.
- Burjack, M.I., Popp, M.I.B. 1981. A ocorrência do icnogênero *Arthropycus* no Paleozóico da Bacia do Paraná. *Pesquisas*, 14:163-168.
- Burkhalter, R.M. 1995. Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). *Sedimentology*, 42: 57-74.
- Burmeister, H. 1876. Description physique de la République Argentine, d`après des observations personnelles et étrangères. *F. Savy*, 1: 1-395, París.
- Burnett, W.C., Roe, K.K. and Piper, D.Z. 1983. Upwelling and phosphorite formation in the ocean. En: Suess, E., Thiede, J. (Eds). *Coastal Upwelling: Its Sedimentary Record*, Part A. Plenum, New York, 377-397.

- Bustos, U.D., Astini, R. A. 1997. Formación Punta Negra: análisis secuencial y evolución de la Cuenca Devónica Precordillerana. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología*, 4: 97-109.
- Cabeza Quiroga, J.R. 1942. Estudios geológicos en la Sierra de Villicúm. (Prov. De San Juan) Tesis. La Plata. (Inédita).
- Caminos, R. 1972. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Leanza, A.F. (Ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. 41-90p.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Turner, J.C. (Ed.). *2° Simposio Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 41-80. Córdoba.
- Cañas, F.L. 1995. Early Ordovician carbonate platform facies of the Argentine Precordillera: restricted shelf to open platform evolution. En: Cooper, J.D., Droser, M.L., Finney, S.C. (Eds.), *Ordovician Odyssey, 7° International Symposium on the Ordovician System*: SEPM Pacific Section, v. 77, p. 221–224.
- Cañas, F.L. 1999. Facies and sequences of the Late Cambrian Early Ordovician carbonates of the Argentine Precordillera: A stratigraphic comparison with Laurentian platforms. En: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia–Gondwana Connections Before Pangea*. *Geological Society of America, Special Paper* 336:43-62.
- Caputo, M. V. 1998. Ordovician- Silurian glaciations and global sea level changes. En: Landing, E., Markes, J. (Eds). *Silurian cycles linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes*. *New York State Museum Bulletin*, 491: 15-25.
- Caputo, M.U., Lima, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. *Anales 33° Congresso Brasileiro de Geologia*, ,2: 740-753. Rio de Janeiro
- Cardó R., Díaz, I., Catnich, J., 2012. Carta de Minerales Industriales, Rocas y Gemas 3169-IV, San Juan. Provincia de San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Servicio Geológico Minero Argentino*, Boletín 401: 63. Buenos Aires.

-
- Carrera, M., Halpern, N. 2011. A post-glacial bryozoan fauna from the Upper Ordovician (Hirnantian) of the Argentine Precordillera. En: Gutiérrez Marco, J.C., Rábano, I., y García Bellido, D. (Eds.) "Ordovician of the World" *Cuadernos del Museo Geominero* 14: 89-94.
- Carrizo, H. 1990. Nuevos hallazgos de componentes de la flora NBG en la Formación Cortaderas, Precordillera, y en la Formación Las Salinas, Patagonia extraandina. Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America (Buenos Aires), Abstracts: 93.
- Carroll, D. 1958. Role of clay minerals in the transportation of iron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 14: 1-27.
- Caselli, A.T., Limarino, C.O. 1993. Las relaciones estratigráficas del Grupo Paganzo en los alrededores del cerro Noques, sierra de Maz, provincia de La Rioja. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 49-56.
- Caselli, A.T., Arcucci, A.B. 1999. Huellas de tetrápodos en eolianitas de la Formación Patquía (Pérmico), La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 34(4-Suplemento): 30. Buenos Aires.
- 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.
- Castellaro, H.A. 1959. Braquiópodos gotlándicos de la Precordillera de San Juan. *Revista Asociación Geológica*, 13(1): 41-46.
- Castellaro, H.A. 1966. Guía Paleontológica Argentina. Parte I: Paleozoico, Sección III, Faunas Silúricas; Sección IV, Faunas Devónicas. *Publicación del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas*: 1-164.
- Cattaneo, A., Steel, R.J. 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62: 187-228.
- Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, pp. 386.

-
- Cecioni, J. 1949. Informe preliminar sobre el levantamiento de la zona sur del anticlinal de Zapla y parte de Santa Bárbara (Jujuy). Universidad Nacional de Tucumán, Instituto de Geología y Minería, 2, 63–75.
- Césari, S.N. 1987. *Diplothemema bodenbenderi* Kurtz nov. comb. (Peltaspermales?) del Carbonífero de Argentina. *Ameghiniana*, 24(3-4): 263-269. Buenos Aires.
- Césari, S.N., Bercowski, F. 1998. Palinología de la Formación Jejenes (Carbonífero) en la quebrada de Las Lajas, provincia de San Juan, Argentina. Nuevas evidencias paleoambientales. *Ameghiniana*, 34(4): 497-509. Buenos Aires.
- Cevallos, M.F., Milana, J.P. 1992. Sedimentología de un desierto eólico terciario (San Juan, Argentina). *Iera. Reunión Argentina de Sedimentología*, 3: 121-128. La Plata, Argentina.
- Challands, T. J., Armstrong, H. A., Maloney, D. P., Davies, J. R., Wilson, D., Owen, A. W. 2009. Organic-carbon deposition and coastal upwelling at mid-latitude during the Upper Ordovician (Late Katian): A case study from the Welsh Basin, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(3-4): 395-410.
- Chen, X., Rong, J., Fan, J., Zhan, R., Zhang, Y., Li, R., Wang, Y., Mitchell, C.E., Harper, D.A.T. 2000. A global correlation of biozones across the Ordovician–Silurian boundary. *Acta Palaeontologica Sinica*, 39: 100-114.
- Chen, X., Rong, J., Fan, J. 2003. A proposal for a candidate section for restudy of the base of Silurian. *Silurian Times*, 10: 14–16.
- Chen, X., Rong, J., Li, Y., Boucot, A.J., 2004. Facies patterns and geography of the Yangtze region, South China, through the Ordovician and Silurian transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204, 353-372.
- Chen, X., Fan, J.X., Melchin, M.J., Mitchell, C.E. 2005. Hirnantian (latest Ordovician) graptolites from the Upper Yangtze Region, China. *Palaeontology* 48: 235-80.
- Cigüel, H. y Peralta, S.H. 1990. Tentaculitoideos del Silúrico de la Precordillera de San Juan, República Argentina. *Iler. Congreso Geológico Argentino*. 2: 203-206.

- Cingolani, C.A., Uriz, N.J., Alfaro, M.B., Tortello, F., Bidone, A.R., Galeano Inchausti, J.C. 2011. The Hirnantian-early Llandovery transition sequence in the Paraná Basin, eastern Paraguay. En: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., García Bellido, D. (Eds.), *Ordovician of the World*, 14. *Cuadernos del Museo Geominero*, Madrid, 103-108.
- Cisterna, G.A., Simanaukas, T., Archbold, N.W. 2002. Permian brachiopods from the Tupe Formation, San Juan Province, Precordillera, Argentina. *Alcheringa*, 26: 177-200.
- Cisterna, G.A., Gutiérrez, P.R., Sterren, A.F., Balarino, M.L. 2006. La Formación Río del Peñón (Carbonífero superior-Pérmico inferior), La Rioja, Argentina: discusión sobre su contenido paleontológico. *9° Congreso Argentina de Paleontología y Bioestratigrafía* (Córdoba), Academia Nacional de Ciencias, 179.
- Clifton, H.E. 1981. Progradational sequences in Miocene shoreline deposits, south-eastern Caliente Range, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 185-184.
- Clifton, H.E. 2003. Supply, segregation, successions, and significance of shallow marine conglomeratic deposits. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 51(4): 370-388.
- Collin, P.Y., Loreau, J.P., Courville, P., 2005. Depositional environments and iron ooids formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, southeastern Paris basin, France). *Sedimentology*, 52: 969-985.
- Cooper, R.A., Rigby, S., Loydell, D.K., Bates, D.E.B. 2012. Palaeoecology of the Graptoloidea. *Earth-Science Reviews*, 112: 23-41.
- Copper, P., Jin, J.S. 2014. The revised Lower Silurian (Rhuddanian) Becscie Formation, Anticosti Island, eastern Canada records the tropical marine faunal recovery from the end-Ordovician Mass Extinction. *Newsletters on Stratigraphy*, 47: 61-83.
- Coturel, E., Gutiérrez, P.R. 2005. La megaflore de la Formación Tupe (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), en la Mina La Delfina, San Juan, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 7(1): 17-29. Buenos Aires.

- Crowell, J.C., Rocha-Campos, A.C., Suarez-Soruco, R. 1981. The Silurian Cancañiri (Zapla) Formation of Bolivia, Argentina, and Peru. En: Hambrey, M.J., Harland, W.B. (Eds), Earth's Pre-Pleistocene glacial record. *Cambridge University Press*: 902-907.
- Cuerda, A.J. 1965a. *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood, en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana* 6: 223-335.
- Cuerda, A.J. 1965b. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la sierra de Maz (Prov. La Rioja). 2° *Jornadas Geológicas Argentinas* (Salta 1963), 3: 86-87.
- Cuerda, A.J. 1966. Formación La Chilca, Silúrico Inferior-San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas, Notas 4 (1): 3-12. La Plata.
- Cuerda, A.J. 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan. *Ameghiniana*, 6: 223-225.
- Cuerda, A.J. 1973. Sierras Pampeanas, una nueva interpretación de su estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(3): 293-303, Buenos Aires.
- Cuerda, A.J. 1973. Reseña del Ordovícico Argentino. *Ameghiniana*, 10 (3): 272-312.
- Cuerda, A.J. 1981. Graptolitos del Silúrico inferior en la Formación Rinconada, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 18(3-4): 241-247, Buenos Aires.
- Cuerda, A.J. 1985. Estratigrafía y bioestratigrafía del Silúrico de San Juan (Argentina) basada en sus faunas de graptolitos. *Ameghiniana*, 22: (3-4) 223-241.
- Cuerda, A.J., Furque, G. 1975. Nuevos datos sobre la paleobiogeografía de la Formación Gualcamayo, Ordovícico de la Precordillera. 1° *Congreso Argentino de Paleontología*, Actas 1: 49-57, Tucumán.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C. 1981. Estructuras estromatolíticas en sedimentitas mesozoicas de la Sierra de Mogna, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 28 (3-4): 248-250. Buenos Aires.
- Cuerda, A.J., 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.J, Furque, G. 1985. Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. *1era. Jornada de Geología de Precordillera*. Asociación Geológica Argentina, 2: 113-118.
- Cuerda, A.J, Ortega, G. 1987. El género *Isograptus* (Moberg) (Graptolithina) en la Formación Gualcamayo. *Ameghiniana*, 24(3-4): 159-167, Buenos Aires.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R., Schauer, O. 1981. Geología de la Sierra de Mogna, Prov. de San Juan. *8vo Congreso Geológico Argentino*, 3: 139-158. Buenos Aires
- Cuerda, A.J., Furque, G., Uliarte, E. 1982. Graptolitos de la base del Silúrico de Talacasto, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 19: 239-252.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C., Varela, R. 1983. Las graptofaunas, de la Formación Los Sombrero, Ordovícico inferior de la vertiente oriental de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 20 (2-4):239-260.
- Cuerda, A.J., Rickards, R.B., Cingolani, C. 1988. A new Ordovician-Silurian boundary section in San Juan Province, Argentina, and its definitive graptolite fauna. *Journal of the Geological Society*, 145: 749-757.
- Cuerda, A.J., Caballé, M., Alfaro, M. 2004. Las Vacas formation biostratigraphy (Ordovician, Argentine Precordillera) based on graptolites. Relationship with the guandacolic tectonic event. *Ameghiniana*, 41(1):25-44.
- Dabrio, C.J. 2010. Playas. In *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (Arche, A. editor) Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 441-502. España.
- 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.
- Davis, J. S., Moores, E. M., Roeske, S.M., Kay, S. M., Mc Clellan, W.C., Snee, L. W. 1995. New data from the western margin of Precordillera Terrane Argentina: constraints scenarios for middle Paleozoic tectonics western South America

Laurentian-Gondwanan connections before Pangea. *Field conference*: 15-16 San Salvador de Jujuy.

De Alba, E. 1954. Descripción geológica de la Hoja 16c, Villa Unión, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 82, 81 pp. Buenos Aires

De Alba, E. 1964. Descripción geológica de la Hoja 41 j, Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Boletín 97, 75 pp. Buenos Aires.

De Alba, E. 1972. Sistema del Famatina. En: Leanza, A.F., (Ed). Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 141-184. Córdoba.

De Alba, E. 1979. Sistema del Famatina. 2° Simposio Argentino de Geología Regional Argentina (Córdoba 1976), Academia Nacional de Ciencias 1: 349-395. Córdoba.

De la Puente, G.S., Astini, R.A., Rubinstein, C.V., Oviedo, N., 2012. Latest Ordovician earliest Silurian chitinozoans from northwestern Argentina, western Gondwana. *45th Annual Meeting of AASP e The Palynological Society and Meeting of the CIMP e Commission Internationale de la Microflore du Paléozoïque Subcommissions*: 17-19, Lexington.

Demaison, G.J., Moore, G.T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *Bulletin American Association of Petroleum Geology*, 64: 1179-1209.

Di Pasquo, M.M., Silvestri, L. 2014. Las colecciones de Palinología y Paleobotánica del Laboratorio de Palinoestratigrafía y Paleobotánica del Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICYTTP), Entre Ríos, Argentina. *Boletín de la Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología*, 14: 39 - 47.

Díaz-Martínez, E. 1997. Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Cancañiri (Silúrico inferior) en La Cumbre de La Paz, norte de la Cordillera Oriental de Bolivia. *Geogaceta*, 22: 55-57.

Díaz-Martínez, E. 2000. Paleozoic diamictites in the Central Andes: Tillites, gravity flows or impact ejecta? En: Catastrophic Events & Mass Extinctions: Impacts and Beyond, Vienna, *Lunar and Planetary Institute*, LPI Contribution No. 1053: 39-40.

- Díaz-Martínez, E. 2005. Procedencia y edad de las diamictitas del Paleozoico inferior de la cuenca de Perú-Bolivia (Gondwana occidental). *Gaceta* 38:235-238.
- Díaz-Martínez, E., Grahn, Y. 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245: 62-81.
- Díaz-Martínez, E., Limachi, R., Goitia, V.H., Sarmiento, D., Arispe, O., Montecinos, R. 1996. Tectonic instability related with the development of the Paleozoic foreland basin of the Central Andes of Bolivia. *3° International Symposium on Andean Geodynamics*: 343–346.
- Díaz-Martínez, E., Acosta, H., Rodríguez, R., Corlotto, V., Cárdenas, J. 1999. La Glaciación del límite Ordovícico- Silúrico en el Altiplano de Perú: evidencias e implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 26: 23-25.
- Díaz-Martínez, E., Vavrdová, M., Isaacson, P., Grahn, C. 2011. Early Silurian vs Late Ordovician Glaciation in South America. En: Gutiérrez-Marcos, J., Rábano, I., García-Bellido, D. (Eds). *Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero*, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 11th ISOS.
- Dunbar CO, Rodgers J., 1957. *Principles of Stratigraphy*. New York, Wiley & Sons, 356 pp.
- Edwards, D., Poiré, D.G., Morel, E.M., Cingolani, C.A. 2009. Plant assemblages from SW Gondwana: further evidence for high-latitude vegetation in the Devonian of Argentina. En: M.G. Basset (Ed.), *Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes. The Geological Society*, 325: 233-255.
- Einsele, G., 1992. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg/New York, 628pp.
- El Alabni, A., Meunier, A., Fürsich, F. 2005. Unusual occurrence of glauconite in a shallow lagoonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Basin, SW France). *Terra Nova*, 17(6), 537–544.

-
- Embry, A.F. 1993. Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 301-320.
- Embry, A.F. 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. En: Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P., Mathieu, C. (Eds.), *Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin. Norwegian Petroleum Society Special Publication*, 5: 1- 11.
- Ernst, R.E., Youbi, N. 2017. How large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478: 30–52.
- Faria, A. 1982. Formação Vila Maria-Nova unidade litoestratigráfica siluriana da Bacia do Paraná. *Ciências da Terra*, 3:12-15.
- 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*: 17-23.
- Feltes, N. A., Serra, F., Albanesi, G. L., Voldman, G. G. 2014. Las zonas de conodontes en el intervalo de contacto entre la Formación San Juan y unidades suprayacentes (Ordovícico Medio), Precordillera del oeste argentino. *19no. Congreso Geológico Argentino*, S2: 11.
- Ferreti, A. 2005. Ooidal ironstone and laminated ferruginous deposits from the Silurian of the Carnic Alps, Austria. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 44(3): 263-278.
- Finnegan, S., Heim, N.A., Peters, S.E., Fischer, W.W. 2012. Climate change and the selective signature of the Late Ordovician mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109: 6829-6834.

- Finnegan, S., Rasmussen, C.M.Ø., Harper, D.A.T. 2016. Biogeographic and bathymetric determinants of brachiopod extinction and survival during the Late Ordovician mass extinction. *Proceedings of the Royal Society*, 283: 2016-0007.
- Finnegan, S., Rasmussen, C.M.Ø., Harper, D.A.T. 2017. Identifying the most surprising victims of mass extinction events: an example using Late Ordovician brachiopods. *Biology Letters*, 13: 2017-0400.
- Finney, S., Berry, W.B.N., 1997. New perspectives on graptolite distributions and their use as indicators of platform margin dynamics. *Geology*, 25: 919-922.
- Finney, S.C., Berry, W.B.N., Cooper, J.D., Ripperdan, R.L., Sweet, W.C., Jacobson, S.R., SouÀ ane, A., Achab, A., Noble, P.J. 1999. Late Ordovician mass extinction: A new perspective from stratigraphic sections in central Nevada: *Geology*, 27: 215-218.
- Finney, S.C., Gleason, J.D., Gehrels, G.G., Peralta, S.H. 2002. Early Gondwanian affinity of the Argentine Precordillera: evidences from U-Pb geochronology of detrital zircon population from Cambrian and Ordovician sandstones. *Geological Society of America*, Annual Meeting: 245-13. Denver, Colorado.
- Finney, S.C., Gleason, J.D., Gehrels, G.G., Peralta, S.H. y Aceñolaza, G., 2003. Early Gondwana connection for the Argentina Precordillera Terrane. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 205: 349-359.
- Finney, S., Peralta, S.H., Gerhels, G. y Marsaglia, K. 2005a. The Early Paleozoic history of the Cuyania, (greater Precordillera) terrane of the western Argentina: evidence from geochronology of detrital zircons from middle Cambrian sandstones. *Geological Acta*, 3(4): 339-354.
- Finney, S., Grove, M., Peralta, S. H. y Heredia, S. 2005b. Early Mesoproterozoic zircons from conglomerate clasts and sandstones in Cambrian and Ordovician siliciclastic strata of the Argentine Precordillera. En: Pankhurst, R. J.; Veiga, G. D. (Eds.), Geological and Biological Heritage of Gondwana. Academia Nacional de Ciencias Argentina. *Gondwana 12*: 155.
- Flügel, E. 2010. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and application. London, Springer, 984 pp.

- 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.
- Fossa-Mancini, E. 1943. Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico en Argentina. *Revista del Museo La Plata*, 1: 406-437. Argentina.
- Föllmi, K. B. 2016. Sedimentary condensation. *Earth-Science Reviews*, 152, 143–180.
- Frakes, L. A., Bolton, B. R. 1984. Origin of manganese giants: sea-level change and anoxicogenic history. *Geology*, 12: 83-86.
- Frenguelli, J. 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. *Revista del Museo de La Plata, nueva serie, Geología*, 2(15): 213-265. La Plata.
- Frenguelli, J. 1946. Consideraciones acerca de la Serie de Paganzo en las provincias de San Juan y La Rioja. *Revista del Museo de la Plata (Nueva Serie) Sección Geología*, 2: 313-376. La Plata.
- Frenguelli, J. 1951. Floras devónicas de la Precordillera de San Juan (nota preliminar). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 6: 83-94.
- Frenguelli, J. 1952. "Haplostigma furquei" n.sp., del Devónico de la Precordillera de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 7: 5-10
- 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 17b, Guandacol: Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 92.
- Furque, G. 1972. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. *1er. Simposio de Geología Regional Argentina*: 237-282.
- Furque, G. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18 c, Jáchal, Provincia de San Juan. Boletín Servicio Geológico Nacional, 164: 1-85, Buenos Aires.
- Furque, G. 1983. Descripción geológica de la Hoja 19c, Ciénaga de Gualilán, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 193, 111. Buenos Aires.

- Furque, G., Cuerda, A.J. 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. *2do. Simposio de Geología Regional Argentina*, 1: 455-522. Córdoba.
- Furque, G., Caballé, M.F. 1988. Descripción geológica de la sierra de la Invernada, San Juan. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín, 1-76. Buenos Aires.
- Gabbott, S.E., Browning, C., Theron, J.N., Whittle, R.J. 2017. The late Ordovician Soom Shale Lagerstätte: an extraordinary post-glacial fossil and sedimentary record. *J. Geol. Soc.* 174: 1-9.
- García-Muro, V.J., Rubinstein, C.V. 2015. New biostratigraphic proposal for the Lower Palaeozoic Tucunuco Group (San Juan Precordillera, Argentina) based on marine and terrestrial palynomorphs. *Ameghiniana*, 52: 265-285.
- García-Muro, V.J., Rubinstein, C.V., Martínez, M. 2016. Palynology and palynofacies analysis of a Silurian (Llandovery–Wenlock) marine succession from the Precordillera of western Argentina: Palaeobiogeographical and palaeoenvironmental significance. *Marine Micropaleontology*, 126: 50-64.
- Ghavidel-Syooki, M., Álvaro, J.J., Popov, L., Ghobadi Pour, M., Ehsani, M.H., and Suyarkova, A. 2011. Stratigraphic evidence for the Hirnantian (latest Ordovician) glaciation in the Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 307: 1–16.
- Ghienne, J.-F., Le Heron, D.P., Moreau, J., Denis, M., Deynoux, M. 2007. The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform. En: Hambrey, M., Christoffersen, P., Glasser, N., Janssen, P., Hubbard, B., Siebert, M. (eds.). Glacial Sedimentary Processes and Products. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 39: 295-319.
- Gleason, J., Finney, S., Peralta, S., Gehrels, G., Marsaglia, K.M. 2007. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic provenance of Middle and Upper Ordovician siliciclastic rocks, Argentine Precordillera. *Sedimentology*, 54(1), 107-136.
- Gómez, J. 2011. Estudio estratigráfico de las unidades litoestratigráficas del Ordovícico Superior del flanco sur-andino. Región Caparo. Trabajo Final de Grado. (Inédito). Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela.

-
- Gómez J. 2014. Braquiópodos del Ordovícico Medio y Silúrico del Flanco Surandino. Venezuela. *Geominas*, 42 (63): 13-18.
- Gómez J, Reyes-Abril. 2020. Uso de invertebrados fósiles en la definición del neoestratotipo (Quebrada La Playa) del Silúrico en los Andes Venezolanos. 1° *Congreso Colombiano de Paleontología*. Bogotá, Colombia.
- Gómez, J., di Pascuo, M., Peralta, S. 2021a. Late Ordovician palynomorphs from the basal strata of the La Chilca Formation, Central Precordillera, Argentina. *Virtual Annual Meeting of IGCP 653; Virtual Annual Meeting of IGCP 735*: 36-37, Lille, Francia
- Gómez, J., Reyes-Abril, J., Guitierrez-Marco, J., Buoncristiani J-F. 2021b. First possible record of the Hirnantian glaciation in the Caparo región, Venezuelan Andes. *Virtual Annual Meeting of IGCP 653; Virtual Annual Meeting of IGCP 735*: 35-36 Lille, Francia.
- Gómez, J., Peralta, S., Beresi, M. 2021c. Depósitos de upwelling en la transición Ordovícico-Silúrico de la Precordillera de San Juan: significado estratigráfico y paleoambiental. 17vo. *Reunión Argentina de Sedimentología y 8vo Congreso Latinoamericano de Sedimentología*: 133, Paraná, Argentina.
- Gómez, J., Peralta, S., Beresi, M. 2022. Stratigraphic framework and facies changes in the Hirnantian-Rhuddanian transition San Juan, Precordillera Argentina: paleoenvironmental and tectosedimentary significance. 21° *Congreso Geológico Argentino*: 55-56. Puerto Madryn, Argentina.
- Gómez, J.J., Fernández, S. 1992. Secciones condensadas y máximos transgresivos. Una relación equívoca. *Geogaceta*, 11: 130-137.
- Gong, Q., Wang, X., Zhao, L., Grasby, S. E., Chen, Z. Q., Zhang, L., Li, Z. 2017. Mercury spikes suggest volcanic driver of the Ordovician-Silurian mass extinction. *Scientific Reports*, 7(1).
- González Amicón, O.R. 1973. Microflora carbónica de la localidad de Retamito, prov. de San Juan. *Ameghiniana*, 10(1): 1-35. Buenos Aires.

- González Bonorino, G. 1975a. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología de la Regional sobre la Precordillera y Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30(3): 223-246.
- González Bonorino, G. 1975b. Acerca de la existencia de la Protoprecordillera de cuyo. *4° Congreso Geológico Argentino*: 1-107.
- González Bonorino, G., Gonzalez Bonorino, F. 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico Temprano: terrenos 'bajo sospecha' de ser autóctonos. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 97-107
- Gorjan, P., Kaiho, K. Fike, D.A., Chen, X. 2012. Carbon and sulphur-isotope geochemistry of the Hirnantian (Late Ordovician) Wangjiwan (Riverside) section, South China: global correlation and environmental event interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 337–338: 14-22.
- Grahn, Y., Caputo, M.V., 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 99: 9-15.
- Grasby, S., Them II, T., Chen, Z., Yin, R., Ardakani, O. 2019. Mercury as a proxy for volcanic emissions in the geologic record. *Earth-Science Reviews* 196: 1-16
- Gray, Y., Colbath, G.K., Faria, A., Boucot, A.J., Rohr, D.M. 1985. Silurian age fossils from the Paleozoic Paraná Basin, southern Brazil. *Geology*, 13: 521-525.
- Gröeber, P. 1940. Descripción geológica de la provincia de La Rioja. Ministerio del Interior, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales de la República Argentina 6: 5-17. Buenos Aires.
- Gröeber, P. Tapia, A. 1926. Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la Quebrada de Ullum (San Juan): Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería (Servicio Geológico Minero Argentino). *Fascículos*: 25-26.
- Guillén, R. O. 1985. Estudio estratigráfico estructural del faldeo oriental de la Sierra de la Invernada (sector centro-norte, departamento Ullum, provincia de San Juan). Trabajo final de Licenciatura (Inédito). Facultad Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional San Juan, San Juan, 111 p.

- Gutiérrez, P.R., Césari, S.N. 1987. Nuevos elementos microflorísticos de la Formación Jejenos (Carbónico), provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial (1986), *1° Jornadas sobre Geología de Precordillera* (San Juan, 1985), 1: 168-173. Buenos Aires.
- Gutiérrez, P.R., Muzón, J., Limarino, C.O. 2000. The earliest Late Carboniferous winged insect (Insecta, Protodonata) from Argentina: geographical and stratigraphical location. *Ameghiniana*, 37(4): 375-378. Buenos Aires.
- Gutiérrez, P.R., Cisterna, G.A., Balarino, L., Coturel, E., Desjardins, P. 2005. Formación Tupe (Carbonífero superior-Pérmico inferior) en la mina La Delfina (Cuesta de Huaco, San Juan): contenido paleontológico. *Ameghiniana*, 42(4): 32-33. Buenos Aires.
- Gutiérrez-Marco, J., Odreman, O., Rábano, I., Villas, E. 1992. Algunos fósiles ordovícicos de la Formación Caparo (Estado Barinas, Andes de Venezuela). European Workshop "Palaeontology and Stratigraphy on Latinamérica" Lyon. Francia.
- Gutiérrez-Marco, J., Goldman, D., Reyes-Abril, J., Gómez, J. 2011. A preliminary study of some Sandbian (Upper Ordovician) graptolites from Venezuela. *11° International Symposium on the Ordovician System, ISOS*. España: 199-206.
- Hallam, A. 1981. Facies interpretation and the stratigraphic Record. W.H. Freeman & CIA, Oxford. 291pp
- Haller, M., Ramos, V. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *9° Congreso Geológico Argentino* (Bariloche), 2: 66-83. Buenos Aires.
- Haller, M., Ramos, V. 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines. En Ramos V. (Ed.) en Geología y Recursos Naturales de Mendoza. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° de Exploración de Hidrocarburo*, 1 (4): 31- 40.
- Halpern, K., Rustán, J., Arcerito, F. 2014. The first Hirnantian (uppermost Ordovician) odontopleurid trilobite from Western Gondwana (Argentina). *Revista Brasileira de Paleontología*, 17(1): 3-9.

- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea-Level Changes—An Integrated Approach*. SEPM *Special Publication*, 42: 72–108.
- Harper, D.A.T., Hammarlund, E.U., Rasmussen, C.M.Ø. 2014. End Ordovician extinctions: a coincidence of causes. *Gondwana Research*. 25: 1294–1307.
- Hay, W. 1988. Paleooceanography: a review for the GSA centennial. *Geol. Soc. Am. Bull*, 100: 1934-1956.
- Heim, A. 1934. Stratigraphische Kondensation. *Eclog. Geol. Helv.*, 27: 372-383.
- Heim, A. 1948. Observaciones Tectónicas en La Rinconada, Precordillera de San Juan. *Dirección de Minas y Geología*, Boletín 64.
- Heim, A. 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan: los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 7(1): 11-70.
- Hemingway, J.E. 1951. Cyclic sedimentation and the deposition of Ironstones in the Yorkshire Lias. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 28: 67-74.
- Heredia, S., Beresi, M. 2004. La Formación Empozada y su relación estratigráfica con la Formación Estancia San Isidro (*nom. nov.*), Ordovícico de la Precordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2): 178-192.
- 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., Gallardo, G. Maldonado, A. 1990. Conodontes caradocianos en las calizas alóctonas del Miembro superior de la Formación Empozada (Ordovícico Medio y Superior), San Isidro (Mendoza, Argentina). *Ameghiniana*, 27: 197-206.
- 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. *19vo. Congreso Geológico Argentino*, Córdoba. S2-13.

- Herrera, Z.A. 1990. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera Argentina) en base a su fauna de braquiópodos. *13vo. Congreso Geológico Argentino y 2do. Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 289-295. Mendoza.
- Herrera, Z.A. 1993. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera Argentina) en base a su fauna de braquiópodos: *12vo. Congreso Geológico Argentino y 2do. Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 289-295.
- Herrera, Z.A., Bustos, U. D. 2001. Braquiópodos devónicos de la Formación Punta Negra, en el perfil del río de Las Chacritas, Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 38: 367-374. Buenos Aires.
- Howard, J.D. (1978). Sedimentology and trace fossils. En: Trace fossil concepts, Basan, P.B. (ed). *Society for Sedimentary Geology Short Course Notes*, 5: 11–42.
- Huang, B., Jin, J., Rong, J.Y., 2018. Post-extinction diversification patterns of brachiopods in the early–middle Llandovery, Silurian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 493: 11–19.
- Huang, B., Harper, D., Zhou, H., Rong, J. 2019. From shallow to deep water: an ecological study of the Hirnantia brachiopod Fauna (Late Ordovician) and its global implications. *Lethaia*, 53: 332-344.
- 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*, 1: 791-796.
- Hünicken, M., Sarmiento, G. 1986. Conodontes Ludloviano de la Formación Los Espejos, Talacasto, Provincia de San Juan, Argentina. *4to. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 3: 225-233.
- Jennings, S., Kaiser, M.J., Reynolds, J.D. 2001. “Marine Fisheries Ecology.” Oxford: Blackwell Science Ltd. ISBN 0-632-05098-5

- Jiménez-Sánchez, J., Beresi, M.S., Mestre, A., Heredia, S. 2014. Upper Ordovician cryptostomatid bryozoans and microfossils from the Don Braulio Formation, Eastern Precordillera, Argentina: *Serie Correlación Geológica*, 30 (1): 25-33.
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V., Allmendinger, R. 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* (3): 20-26. Ottawa.
- Kabanov, P. 2017. Stratigraphic unconformities: Review of the concept and Examples from the Middle-Upper Paleozoic. En: Aiello, G. (Ed.), *Seismic and Sequence Stratigraphy and Integrated Stratigraphy*. IntechOpen: 101-127.
- Kaufmann, C. 2019. Estudio de las faunas de graptolitos de la sucesión ordovícica aflorante en la Sierra de Villicum, Precordillera Oriental, San Juan, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. (Inédita), 325 p.
- Kay, S.M., Maksaev, C., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Gordillo, C. C. 1987. Tertiary magmatism in Chile and Argentina between 28° S and 32° S, correlations of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal South American Earth Sciences*, 1(1): 21-38. South Carolina.
- Kay, S.M., 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.
- Kämpf, J., Chapman, P. 2016. The Functioning of Coastal Upwelling Systems. *Upwelling Systems of the World*: 31-65.
- 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): 148-249.
- Keidel, J. 1949. Estudio sobre estructuras Hercínicas en la margen oeste de la cuenca Uspallata y la sierra de Cepeda, Frontón de la del Tontal (Provincias de San Juan y Mendoza). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 38-39.

- 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. 2012, The Argentine Precordillera: A little American carbonate bank. En: Derby, J. R., Fritz, R. D., Longacre, S. A., Morgan, W. A., Sternbach, C. A. (Eds.). The great American carbonate bank: The geology and economic resources of the Cambrian–Ordovician Sauk megasequence of Laurentia. AAPG Memoir, 98: 985-1000.
- Keller, M., Cañas, F. Lehner., O. Vaccari, N.E. 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): Some stratigraphic reconsiderations. Newsl. Stratigr, 31 (2): 115-132. Benin, Stuttgart.
- Keller, M., Buggish, 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.
- Kerlleñevich, S., Cuerda, A. 1986. *Monograptus priodon* (Bronn) (Graptolithina) en la Formación La Chilca, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana 33: 119-126.
- Kneller, B., Milana, J.P., Buckee, C., Al Ja'aidi, O. 2004. A depositional record of Deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): the role of catastrophic sedimentation. Geological Society of America Bulletin 116 (3-4): 348-367.
- Kobayashi, T. 1937. A brief summary of the Cambro–Ordovician shelly faunas of South America, part 2, the list of nongraptolite faunas with descriptions of three new genera and one new subgenus of trilobites. Proc. Imp. Acad. Japan, 13(1): 12–15.
- Kröger, B., Ebbestad, J.O.R., Lehnert, O., Ullmann, C.V., Korte, C., Frei, R., Rasmussen, C.M.Ø. 2015. Subaerial speleothems and deep karst in Central Sweden linked to Hirnantian glaciations. J. Geol. Soc. 172: 349-356.

-
- Langer, A., Bordonaro, O. 1996. Estratigrafía de la Formación Zonda (Cámbrico superior) en las sierras de Villicum y Zonda, Precordillera Oriental de San Juan. *6ta. Reunión Argentina de Sedimentología*. Bahía Blanca.
- Laubacher, G., Boucot, A.J., Gray, J. 1982. Additions to Silurian stratigraphy, lithofacies, biogeography and paleontology of Bolivia and southern Perú. *J. Paleontol*, 56: 1138-1170
- Lazo, D.G. 2007. Análisis de biofacies y cambios relativos del nivel del mar en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 44(1): 73-89.
- Le Heron, D.P., Tofaif, S., Melvin, J. 2018. The Early Palaeozoic glacial deposits of Gondwana: overview, chronology, and controversies. En: Menzies, J., van der Meer, J.J.M. (Eds.). *Past Glacial Environments. Elsevier*: 47-73.
- Le Hérisse, A., Melo, J.H.G., Quadros, L.P., Grahn, Y., and Steemans, P. 2001. Palynological characterization and dating of the Tanguá Formation, Serra Grande Group, northern Brazil. *Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas. Seção= Exploração de Petróleo* 20: 25-41.
- Lehnert, O. 1995a. Ordovizische Conodonten aus der Präkordillere Westargentiniens: Ihre Bedeutung für Stratigraphie und Paläogeographie. *Erlanger Geologische Abhandlungen*, 125: 1-193.
- Lehnert, O. 1995b. The Tremadoc/Arenig transition in the Argentine Precordillera. En: Cooper, J.D., Droser, M.L., and Finney, S.C. (Eds.). *Ordovician Odyssey. 7th. International Symposium on the Ordovician System: SEPM Pacific Section*, 77: 145-148.
- Lei, Z., Dashtgard, S. E., Wang, J., Li, M., Feng, Q., Yu, Q., Du, L. 2019. Origin of chert in Lower Silurian Longmaxi Formation: Implications for tectonic evolution of Yangtze Block, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 529: 53-66.

-
- Lenz, A.C., Cuerda, A. y Peralta, S. 2003. Graptolites from the Upper Llandovery of the Talacasto area, Central Precordillera, San Juan, Argentina. *Journal of Paleontology*, 77: 1198-1202. Lawrence,
- Leone, M.F., Benedetto, J. L. 2019. The brachiopod *Dalmanella testudinaria* across the end Ordovician extinction event in the Cuyania terrane of Western Argentina. *Ameghiniana*, 56: 228–242.
- Levy, R., Nullo, F. 1974. La fauna del Ordovícico (Ashgiliano) de Villicum, San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 9(2): 173:194.
- Limarino. C.O., Sessarego. H.H., Césari. S.N., López Gamundi. O.R. 1988. El perfil de La Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. *Anales*, 38: 81-109. Buenos Aires.
- Limarino, C.O., Caselli, A., Net, L., Gagliardo, M. 1996. A propose of psefite classification relationed to sand and sandstones composition. En: Scasso R.A., Limarino, C.O., (Eds.). *Petrología y Diagénesis de rocas clásticas*, AAS Publ. *Espec.* N° 1, 258p.
- Limarino, C.O., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A., Ballent, S. 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico), Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2): 83-99.
- Liu, J.T., Zarillo, G.A. 1989. Distribution of grain sizes across a transgressive shoreface. *Marine Geology*, 87(2-4): 121-136.
- López, F., León, L., Kaufmann, C., Contreras, V. 2018. Contenido paleontológico de los niveles basales de la Formación La Chilca, en la Quebrada Poblete Norte, Talacasto (Precordillera Central), San Juan. *Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina*: 61.
- López, F., León, L., Kaufmann, C., Contreras, V., Conde, O., Campos, M. 2020. Graptofaunas del Miembro Salto Macho, Formación La Chilca (Ordovícico Superior-Silúrico Inferior), en la quebrada Poblete Norte, Precordillera Central de San Juan, Argentina. *Serie de Correlación Geológica*, 36 (1-2): 5-26.

- López de Azarevich, V., Ayende, M., Azarevich, M., De Paul, C. 2015. Estudio geológico del Manto Ferrífero II de la Formación Lipeón (Silúrico), noroeste argentino: consideraciones paleoambientales y genéticas. *Serie Correlación Geológica*, 31(2): 137- 154. Tucumán.
- Loske, W.P. 1993. La Precordillera del oeste argentino. Una cuenca de Back Arc en el Paleozoico. *12do. Congreso Geológico Argentino y 2do. Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 5-13.
- Ludvigsen, R., Westrop, S.R., Pratt, B. R., Tuffnell, P., Young, G. A. 1986. Dual Biostratigraphy: Zones and Biofacies. *Geoscience Canada*, 13: 139-154.
- Luo, G., Algeo, T., Zhan, R., Yan, D., Huang, J., Liu, J., Xie, S. 2015. Perturbation of the marine nitrogen cycle during the Late Ordovician glaciation and mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 448: 339-348.
- Lüning, S., Loydell, D. K., Štorch, P., Shahin, Y., Craig, J. 2006. Origin, sequence stratigraphy and depositional environment of an Upper Ordovician (Hirnantian) deglacial black shale, Jordan—Discussion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230(3-4): 352–355.
- Manassero, M., Uriz, N., Siccardi, A., Rustan, J., Cingolani, C., Gomez, L. 2014. ‘Firmground’ fosilífero en niveles basales del miembro san carlos de la Formación Sierra Grande, Macizo Nordpatgónico, Río Negro. *19° Congreso Geológico Argentino*: 31.
- Mango, M.J., Albanesi, G. L. 2018. Bioestratigrafía y provincialismo de conodontes del tramo medio-superior de la Formación San Juan en el cerro Viejo de Huaco, Precordillera, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 45 (2): 274-299.
- Mango, M.J., Albanesi, G. L. 2019. Ordovician (Floian-lower Darriwilian) conodont biofacies of the San Juan formation in the Cerro Viejo of Huaco, Argentine Precordillera. *Marine Micropaleontology*, 153(1-4): 101-784.
- Mann, K.H., Lazier, J.R.N. 2006. Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-Physical Interactions in the Oceans. *Oxford: Blackwell Publishing Ltd*.

-
- Marchese, H.G. 1972. Sedimentología de la Formación San Juan (Ordovícico), y el conglomerado basal de la Formación Los Espejos (Silúrico) en la quebrada de Talacasto, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(2): 215-222
- Marshall-Neil, G., Ruffell, A. 2004. Authigenic phosphate nodules (Late Cretaceous, Northern Ireland) as condensed succession microarchives. *Cretaceous Research*, 25(4): 439-452.
- Martínez, M. 1993. Hallazgo de fauna marina en la Formación Guandacol (Carbonífero) en la localidad de Agua Hedionda, San Juan, Precordillera Nororiental, Argentina. *Compte Rendus 12 Congres International Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien*, 2: 291-296.
- Martínez, M. 1998. Late Ordovician glacial deposits of northwest Argentina: new evidence from the Mecoyita Formation, Santa Victoria Range. *Journal of African Earth Sciences*, 27 (suppl. 1): 136-137.
- Martínez, M., Astini, R. 1992. Características del relleno sedimentario de una artesa glaciaria en la Precordillera Central, Argentina. *4ta. Reunión Argentina de Sedimentología*, 3: 161-167.
- Martínez, M.S., 2007. Estratigrafía y estructura del Silúrico y Devónico de la Quebrada de las Vacas Muertas, Sierra de la Trampa, Departamento de Iglesia, Precordillera Central de San Juan, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito). Departamento de Geología, Facultad Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
- Martínez, R.N. 2002. Anatomía de *Massospondylus mognai* sp. nov. (Dinosauria - Sauropodomorfa) y Filogenia de Sauropodomorfa basal. Geología y Tafonomía de la Formación Cañón del Colorado (Jurásico Inferior). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. (Inédita), 280 p.
- Masramón, E. 1986. Geología de las sedimentitas Meso-cenozoicas del área del Palque de Pachaco. Dto. Zonda, Pcia. de San Juan, Argentina. Tesis de licenciatura

- (Inédita), Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 77 pp.
- Maynard, J.B. 1983. *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-Verlag, New York, pp. 305.
- Melchin, M., Holmden, C. 2006. Carbon isotope chemostratigraphy in Arctic Canada: sea-level forcing of carbonate platform weathering and implication for Hirnantian global correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234: 186-200.
- Melchin, M., Mitchell, C.E., Holmden, C., Štorch, P. 2013. Environmental changes in the Late Ordovician–early Silurian: review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 125: 1635-1670.
- Melendi, D.L., Volkheimer, W. 1982. Datos palinológicos del límite Ordovícico-Silúrico de Talacasto Provincia de San Juan. Parte I: Base del Silúrico. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 37(2): 221-236.
- Menéndez, C.A. 1967. Guía Paleontológica Argentina. Parte 1. Paleozoico, Sección 7: Floras Devónicas. *Publicación del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)*, 30 p. Buenos Aires
- Miall, A.D. 2016. *Stratigraphy: A Modern Synthesis*. Berlin, Springer-Verlag, 454 p.
- Milana, J.P. 1991. Sedimentología y magnetoestratigrafía de las formaciones cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. (Inédita).
- Milana, J.P. 1992. Estratigrafía secuencial, cortejos sedimentarios y su relación con la geotectónica de la cuenca paleozoica inferior de la Precordillera. *4ta. Reunión Argentina de sedimentología*, 2: 199-206.
- Milana, J.P., Cevallos, M.F., Zavattieri, A., Prampano, M., Papu, H.O. 1993. La Secuencia Terciaria de Pachaco: Sedimentología, Edad, Correlaciones y Significado Paleogeográfico. *12do. Congreso Geológico Argentino; 2do. Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 226-234.

- 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.
- Mizusaki, A. M., Melo, J. H., Steemans, P. 2002. Vila Maria Formation (Silurian, Paraná Basin, Brazil): integrated radiometric and palynological age determinations. *Geology Magazine*, 139(4): 453-463.
- Monaldi, C.R., Boso, M.A. 1987. Dalmanitina subandina nov. sp. (Trilobita) en la Fm. Zapla del norte argentino. *4to. Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1: 149-157.
- Monteros, J.A., Moya, M.C., Cuerda, A.J. 1993. Graptolitos Ashgilliano-Llandoerianos en la base de la Formación Lipeón, sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la correlación con el Silúrico de la Precordillera Argentina. *12do. Congreso Geológico Argentino y 2do. Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 304-14.
- Moya, M.C., Monteros, J.A. 1999. El Ordovícico Tardío y el Silúrico en el borde occidental de la Cordillera Oriental argentina. *14to. Congreso Geológico Argentino*, 1: 401-404.
- Myrow, P. M., Tice, L., Archuleta, B., Clark, B., Taylor, J. F., Ripperdan, R. L. 2004. Flat-pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to meter-scale depositional cycles. *Sedimentology*, 51(5): 973–996.
- Naipauer¹, M., González, P.D., Varela, R., Sato, A.M., Chemale, Jr. F., Llambías, E., Greco, G. 2011. Edades U-PB (la-icp-ms) en circones detríticos del Miembro Polke, Formación Sierra Grande, Río Negro: ¿una nueva unidad Cambro - Ordovícica?. *18° Congreso Geológico Argentino*.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley–Blackwell, Chichester, 432 p.

-
- Oggiano, G., Mameli, P. 2006. Diamictite and oolitic ironstones, a sedimentary association at Ordovician–Silurian transition in the north Gondwana margin: New evidence from the inner nappe of Sardinia Variscides (Italy). *Gondwana Research*, 9: 500-511.
- 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. (Inédita).
- Ortega, G. 1995. Graptolite zones of the Los Azules Formation (Middle Ordovician) from Precordillera, Western Argentina. *Graptolite News*, 8: 57-59.
- Ortega, G., Rickards, R.B. 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, F.G. (Eds.). Proceedings of the 7° International Graptolite Conference and Field Meeting of the International Subcommission on Silurian Stratigraphy, San Juan, Argentina. INSUGEO, *Serie Correlación Geológica*, 18: 87–92.
- 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*, 9(1-4): 215-222.
- 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 Bolivianos*, 9: 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.

-
- Ortiz, A.; Zambrano, J.J. 1981. La Provincia Geológica Precordillera Oriental. 8vo. *Congreso Geológico Argentino*, 3: 59-74.
- 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.
- Padula, E., Rolleri, E., Mingran, A., Criado Roque, P., Flores, M., Baldis, B. 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium of Devonian System*, 2: 165-199. Calgary.
- Pankhurst, R., Rapela, C. 1998. The Proto-Andean Margin of Gondwana. *Geological Society of London*, Special Publication, 142: 383 pp.
- Paris, F., Verniers, J., Miller, M.A., Al-Hajri, S., Melvin, J., Wellman, C.H. 2015. Late Ordovician e earliest Silurian chitinozoans from the Qusaiba-1 core hole (North Central Saudi Arabia) and their relation to the Hirnantian glaciation. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 212: 60-84.
- Parker, G. 1974. Posición estratigráfica del 'Famatinense' y sus correlaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(2): 231-247. Buenos Aires.
- Parrish, J.T., 1982. Upwelling and petroleum source beds, with reference to Palaeozoic. *AAPG Bulletin* 66: 750-774.
- Pazos, P.J. 2000. Trace fossils and facies in glacial to postglacial deposits from the Paganzo basin (late Carboniferous), Central Precordillera, Argentina. *Ameghiniana*, 37(1): 23-38. Buenos Aires.
- Pazos, P.J. 2002a. Facies and Sequence Stratigraphy in the glacial to postglacial transition, western Paganzo Basin (Late Carboniferous), Argentina. *Gondwana Research*, 5(2): 467-487.
- Pazos, P.J. 2002b Palaeoenvironmental framework of the Late Paleozoic glacial to postglacial transition in the Paganzo- Calingasta Basin (South America) and Karoo-Kalahari Basins (southern Africa): Ichnological implications. *Gondwana Research*, 5(3): 619-640.

-
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E., Bann, K.L., Gingras, M.K., Zonneveld, J.P. 2012. Shorefaces. Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments, 563–603.
- Peralta, S.H. 1984. Ludlowiano en la Precordillera Oriental sanjuanina. *9no. Congreso Geológico Argentino*, 4: 296-304. San Carlos de Bariloche
- Peralta, S. H., 1985. Graptolitos del Llandoveryano inferior en el Paleozoico inferior clástico en el pie oriental de la sierra de Villicum, Precordillera Oriental. *Iras Jornadas Sobre Geología de Precordillera*: 134-138. San Juan.
- Peralta, S.H. 1986. La graptofauna Ordovícica de la Formación La Cantera, Precordillera Oriental de San Juan. *4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 67-71.
- Peralta, S.H. 1990a. *Silúrico de la Precordillera de San Juan - Argentina*. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 48-65, San Juan.
- Peralta, S.H. 1990b. Nuevas graptofaunas de la Formación La Cantera, sierra de Villicum, Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. *5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 59-66.
- Peralta, S.H. 1993a. Estratigrafía del Paleozoico inferior clástico de la Precordillera Oriental Sanjuanina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan: 210 p. (Inédita).
- Peralta, S.H. 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*, 1: 128-137.
- Peralta, S.H. 1995. La Formación Gualcamayo en la sierra de Villicum: sus graptolitos y faunas asociadas. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 60(3-4): 401-408.
- Peralta, S.H., 1998a. 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. C. and Rábano, I. (Eds.), *Proceedings Six International Graptolite Conference of the GWG (IPA) and the 1998*

-
- Field Meeting International Subcommittee on Silurian Stratigraphy (ICS–IUGS), *Temas Geológico-Minero*, 23: 244–247. Madrid.
- Peralta, S.H., 1998b. Significado estratigráfico y paleoambiental de la Formación Don Braulio, Ashgiliano tardío- Llandoveryano temprano, Precordillera Oriental de San Juan. *7° Reunión Argentina de Sedimentología*: 165-166. Salta
- Peralta, S.H., 2003. The Cerro La Chilca, Central Precordillera, San Juan. En: G. Ortega y G.F. Aceñolaza (Eds.), Proceedings of the 7th International Graptolite Conference and Field Meeting of the International Subcommittee on Silurian Stratigraphy, INSUGEO, *Serie de Correlación Geológica*, 18: 151-155.
- Peralta, S.H. 2005a. Formación Los Sombreros: un Evento diastrófico extensional del Devónico (inferior?-Medio?) en la Precordillera Argentina *16° Congreso Geológico Argentino*: 322- 326, La Plata.
- Peralta. S.H. 2005b. The Lower Emsian?-Middle Devonian? Extensional basins of the Los Sombreros y Rinconada Formations: its tecto-sedimentary significance in the evolution of the Precordillera. *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*: 289. Mendoza
- Peralta, S.H. 2006. Sea level fluctuations and forced regressions in the Silurian basin in the Precordillera of Western Argentina. *GFF* 128 (2), 181–184. Gotland, Sweden
- Peralta, S.H. 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.H. 2012. Tectónica transcurrente como elemento de control en la evolución de la cuenca del Ordovícico de Precordillera. *Jornada Abierta de Comunicaciones Científicas del Igeba Tectónica de Desplazamiento de Rumbo*.
- Peralta, S.H. 2013a. El Silúrico de la Sierra de la Invernada, Precordillera de San Juan: Implicancias estratigráficas y paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(4): 477-487. Buenos Aires.

-
- Peralta, S.H. 2013b. Devónico de la Sierra de la Invernada, Precordillera de San Juan, Argentina: Revisión estratigráfica e implicancias Paleogeográficas. *Revista Asociación Geológica Argentina* 70 (2): 202-215.
- Peralta, S.H., Aceñolaza, F.G. 1988. *Paleohelminthoida Ruchholz* (Traza Fósil) en los estratos basales de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior?), en el perfil del río San Juan, Precordillera Central del Oeste Argentino. *INSUGEO Serie Correlación Geológica* 5: 195-198.
- Peralta, S.H., Baldis, B. A., 1990. *Glyptograptus persculptus* en la Formación Don Braulio (Ashgilliano tardío–Llandoveryano temprano) en la Precordillera Oriental de San Juan. *5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Serie Correlación Geológica* 7: 67-72. Tucumán.
- Peralta, S.H., Carter, C.H., 1990a. La glaciación Gondwánica del Ordovícico tardío: evidencias en fangolitas guijarrosas de la Precordillera de San Juan. *11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 181-185. San Juan.
- Peralta, S.H., Carter, C.H. 1990b. Facies de plataforma e icnofacies asociadas de la Formación Tambolar (Silúrico), en su localidad tipo, Precordillera Central sanjuanina. *3° Reunión Argentina de Sedimentología*: 339-344, San Juan.
- Peralta, S.H., Ruzycki de Berenstein, L. J. 1990. Icnofacies asociadas a facies turbidíticas de la Formación Punta Negra (Devónico medio superior?), en el perfil de los Caracoles, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. *3° Reunión Argentina de Sedimentología*: 334-338, San Juan.
- Peralta, S.H., Baldis, B.A., 1992. Diamictitas del Ordovícico tardío sudamericano: correlaciones regionales y su relación con un evento glacial Gondwánico. *4° Reunión Argentina de Sedimentología*, 3: 169-176. La Plata.
- Peralta, S.H; León, L. 1993. Estratigrafía, sedimentología y correlación de los depósitos Silúricos de Pachaco, Precordillera Central Sanjuanina. *12° Congreso Geológico Argentino, 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 142-147.

-
- Peralta, S.H., Baldis, B. A., 1994. Graptolites y trilobites del Ordovícico tardío en el perfil del río de Las Chacritas, Precordillera de San Juan, Argentina. *6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*: 201-205. Trelew.
- Peralta, S.H., Carter, C.H. 1999. Don Braulio Formation (late Ashgillian–early Llandoveryan, San Juan Precordillera, Argentina): stratigraphic remarks and paleoenvironmental significance. *Short papers of the 8th International Symposium on the Ordovician System, Acta Universitatis Carolinae, Geologica*: 43 (1/2): 225-228. Prague.
- Peralta, S.H., Rosales, C.V. 2007. Extensional tectonic controlling the Ordovician evolution of Precordillera Terrane, Western Argentine. *10° International Symposium on the Ordovician System*, Nanjing, China.
- Peralta, S. H. y Paez, D. 2017. Estratigrafía del Silúrico y Devónico de la Quebrada Blanca, norte de Gualilán, Precordillera Central, San Juan, Argentina. *20° Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán -Actas en formato digital
- Peralta, S.H., Gómez, J. 2022. Consideraciones sobre la evolución tecto-sedimentaria de la sucesión Hirnantiano-Silúrico de la Precordillera Central de San Juan. Su relación con el denominado Alto del Tambolar. *21° Congreso Geológico Argentino*: 1295. Puerto Madryn.
- Peralta, S.H., Uliarte, E. R., Lanzilotta, I. 1985. Estudio de los depósitos sedimentarios ferruginosos del Silúrico de la Precordillera de San Juan. *Primeras Jornadas Sobre Geología de Precordillera*: 301-306.
- Peralta, S.H, Gamboa, L. Baldis, B.A. 1989. Icnofacies De Zoophycos Y Su Posición Estratigráfica E Interpretación de su Recurrencia En El Silúrico-Devónico De Precordillera Central. Reunión Proyecto 270 IGCP. “Eventos Del Paleozoico Inferior En Latinoamérica” *Correlación Geológica* 5:199-209. Tucumán.
- Peralta, S.H., León. L.I., Carter. C.H. 1995. Estratigrafía de las sedimentitas del Eopaleozoico-Terciario de Pachaco, precordillera Central sanjuanina, Argentina. *Revista Ciencias de la Universidad Nacional de San Juan* 4: 41-55.

-
- Peralta, S.H., Pothe, De Baldis, D., Aceñolaza, G. F. 1997. Elementos de correlación del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan. *2º Jornadas sobre Geología de Precordillera*: 48-53.
- Peralta, S.H., Pothe de Baldis, E.D., León, L.I. 1998. El Silúrico en la sección del río San Juan. Precordillera de Cuyo, Argentina: significado estratigráfico y paleoambiental. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso de Geología Económica*, 1: 163-168, Buenos Aires.
- Peralta, S.H., Pöthe de Balis, E.D., León, L.I. Pereyra, M.E. 2003. Silurian of the San Juan Precordillera, Western Argentina. Stratigraphic framework. 9th International Symposium on the Ordovician System, 6th International Graptolite Conference and 2003 Field Meeting Subcommittee on Silurian Stratigraphy, San Juan, *Serie Correlación Geológica*, 8: 151-156. Tucumán.
- Pereyra, M.E. 2017. Estratigrafía, Estructura del Silúrico de la Sierra de La Dehesa, Precordillera Central, San Juan, Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de San Juan. 205p. (Inédita).
- Pereyra, M.E., Peralta, S.H., Cardinali, A. 2014. Estratigrafía y estructura de los depósitos eopaleozoicos de la quebrada del Horno, Precordillera Central Sanjuanina. *14º Congreso Geológico Argentino*: 40.
- Pereyra, M.E., Peralta, S.H., García, G. 2022. Sección condensada de la Formación La Chilca (Hirnantiano-Wenlockiano temprano) en el área sureste de Sierra de La Dehesa, Precordillera Central de San Juan, Argentina. *21vo. Congreso Geológico Argentino*: 75-76. Puerto Madryn, Argentina.
- Pettijohn, F., Potter, P., Siever, R. 1987. Sand and sandstone. Segunda Edición, Springer-Verlag, New York, 553 pp.
- Pittaluga, A., Banchig, A. L. Bordonaro, O. L. 1996. Descripción y análisis de los depósitos olistolíticos del borde oriental de la Sierra de La Invernada, Precordillera Central de San Juan. *6º Reunión Argentina de Sedimentología*: 17-22, Bahía Blanca.

- Pittaluga, A., Banchig, A. L. Bordonaro, O. L. 1997. Depósitos olistostrómicos silúricos-devónicos en la quebrada de Vallecitos, sierra de la Invernada, Precordillera Central sanjuanina. *2° Jornadas Sobre Geología de Precordillera*: 54-59. San Juan.
- Poiré, D., Morel, E. 1996. Procesos sedimentarios vinculados a depositación de niveles con plantas en sucesiones siluro-devónicas de la Precordillera Argentina. *6° Reunión Argentina de Sedimentología*: 205-210.
- Poiré, D., Edwalds, D., Morel, E., Cingolani, C. 2005. Depositional environments of Devonian ly plants from the Argentine Precordillera, South-West Gondwana. *Gondwana 12: Geological and Biological heritage of Gondwana (Mendoza)*, Abstracts: 296.
- Pope, M., J. Stefeen., 2003. Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: A proxy record of glaciation?. *Geology* 31 (1): 63-66.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P. 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy. Concepts and Applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 7: 216 pp.
- Postma, G., Nemeč, W. 1990. Regressive and transgressive sequences in a raised Holocene gravelly beach, southwestern Crete. *Sedimentology* 37: 907-920.
- Powers, M. 1982. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal Sedimentary Petrology* 23: 117-119.
- Poyatos-Moré, M., García-García, F., Rodríguez-Tovar, F.J., Soria, J., Viseras, C., Pérez-Valera, F., Midtkandal, I. 2022. Sharp-based, mixed carbonate-siliciclastic shallow-marine deposits (upper Miocene, Betic Cordillera, Spain): The record of ancient transgressive shelf ridges?. *Sedimentary Geology*, 429: 106-077.
- Pöthe De Baldis, D. 1981. Paleomicroplantón y mioesporas del Llodloviano inferior de la Formación Los Espejos en el perfil Los Azulejitos, en la Provincia de San Juan. República de Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 13 (2): 231-265. Madrid.
- Pöthe De Baldis, D. 1997a. Acritarcas del Llandoveriano inferior-medio de la Formación Don Braulio, Precordillera Oriental, provincia de San Juan, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 29: 31-68.

-
- Pöthe De Baldis, D. 1997b. Acritarcas y prasinoficeas del Llandoveryano Temprano-Medio de la Formación La Chilca, Quebrada de Talacasto, Provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 34: 461-479.
- Pöthe de Baldis, D. 1999. Acritarcas de la Formación Los Espejos (Silúrico superior) del perfil Aguada de Los Azulejitos, San Juan, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 302: 1-18. Madrid.
- Pöthe de Baldis, D. 2003. Quitinozoos del Llandoveryano Temprano-Medio (Zona de *Atavograptus atavus*), de la Formación La Chilca, en la quebrada de Talacasto, Precordillera Central de San Juan, Argentina. Parte 1. *Ciencias*: 5-20.
- Pöthe De Baldis, E., Peralta, S.H. 1999. Asociaciones Palinológicas y bioestratigráficas del Grupo Tucunuco (Ordovícico superior-Silúrico superior). *Ameghiniana* 36 (3).
- Prámparo, M., Papú, O. Milana, J.P. 1995. Estudio Palinológico del Miembro inferior de la Formación Pachaco, Terciario de la provincia de San Juan. Análisis estadístico y conclusiones paleoecológicas. *6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 207-212 (Trelew).
- Pratt, B.; Raviolo, M.M.; Bordonaro, O.L. 2012. Carbonate platform dominated by peloidal sands: Lower Ordovician La Silla Formation of the eastern Precordillera, San Juan, Argentina. *Sedimentology*: 843-866.
- Quartino, B., Zardini, R. y Amos, A. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina*. Monografía 1.
- Rahiminejada, A. H., Zand-Moghadamb, H. 2018. Synsedimentary formation of ooidal ironstone: An example from the Jurassic deposits of SE central Iran. *Ore Geology Reviews* 95: 238–257.
- 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*. 107: 2605–2625.
- Ramos, V. 1982. Fundamentos de Geotectónica. Asociación Geológica Argentina, Notas del Curso, Buenos Aires 65 p.
- 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., Vujovich, G. I. 2000. Hoja Geológica 3169-IV, San Juan, Provincia de San Juan. Boletín 243, Subsecretaría Minería Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 82 pág., Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Malanca, S., Martel, M.H. 1978. Estratos con graptolitos suprayacentes a la Formación San Juan en la Quebrada de Talacasto. *Reunión Nacional Paleozoico Argentino, Tucuman*: 115-116.
- 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 de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 377-391.
- Rapalini, A. 2012. Paleomagnetic evidence for the origin of the Argentine Precordillera, fifteen years later: what is new, what has changed, what is still valid?. *Latinmag Letters*, 2 (2): 1-20
- Rapalini, A., Astini, R. 1997. Paleomagnetic confirmation of the Laurentian origin of the Argentine Precordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 155: 1-14.
- Raup, D.M., Sepkoski Jr., J.J. 1982. Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*, 215: 1501-1503.

- Raviolo, M., Bordonaro, O., Pratt, B. 2007. Revisión estratigráfica y litofacial de la Formación La Silla (Ordovícico Inferior) en la Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 14 (2): 117-128.
- Reise, K. 1985. Tidal Flat Ecology: An Experimental Approach to Species Interactions. Ecological Studies 54. Berlin: Springer- Verlag.
- Rhoads, D.C., Germano, J.D. 1982. Characterisation of organism-sediment relations using sediment profile imaging: an efficient method of remote ecological monitoring of the seafloor (REMOTS™ system). *Marine Ecology Progress Series* 8: 115-128.
- Rickards, R.B., Brussa, E.D., Toro, B.A., Ortega, G. 1996. Ordovician and Silurian graptolite assemblages from Cerro del Fuerte, San Juan Province, Argentina. *Geological Journal*, 31:101-122.
- Rickards, R.B., Ortega, G., Bassett, M., Boso, M.A., Monaldi, C.R. 2002. Talacastograptus, an unusual biserial graptolite, and other Silurian forms from Argentina and Bolivia. *Ameghiniana*, 39: 343-350.
- Rodrigo, L.A., Castaños, A., Carrasco, R. 1977. La Formación Cancañiri: sedimentología y paleogeografía. *Revista de Geociencias de la Universidad Mayor de San Andrés* 1: 1-22.
- Rolleri, E.O. 1947. Estudio geológico de la quebrada de Talacasto y zonas adyacentes, Provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de la Plata. (Inédita).
- Rolleri, E.O. 1969. Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusano y de la zona entre San Juan y Jocolí. *Asociación Geológica Argentina*. 14(4).
- Rong, J.Y., Harper, D.A.T. 1988. A global synthesis of the latest Ordovician Hirnantian brachiopod faunas. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci*, 79: 383-402.
- Rong, J.Y., Li, R.Y. 1999. A silicified Hirnantia fauna (latest Ordovician brachiopods) from Guizhou, Southwest China. *J. Paleontol.* 75: 831-849.
- Rong, J.Y., Chen, X., Harper, D.A.T. 2002. The latest Ordovician Hirnantia Fauna (Brachiopoda) in time and space. *Lethaia* 35, 231–249.

- Rong, J.Y., Huang, B., Zhan, R.B., Harper, D.A.T. 2008. Latest Ordovician brachiopod and trilobite assemblage from Yuhang, northern Zhejiang, East China: a window on Hirnantian deep-water benthos. *Hist. Biol.*, 20: 137–148.
- Rong, J.Y., Chen, X., Zhan, R.B., Fan, J.X., Wang, Y., Zhang, Y.D., Li, Y., Huang, B., Wu, R.C., Wang, G.X., Liu, J.B. 2010. New observation on Ordovician-Silurian boundary strata of Southern Tongzi County, northern Guizhou, Southwest China. *J. Stratigr.* 34, 337–348 (in Chinese with English abstract).
- Rong, J.Y., Huang, B., Zhan, R.B., Harper, D.A.T. 2013. Latest Ordovician and earliest Silurian Brachiopods succeeding the Hirnantia Fauna in Southeast China. *Spec. Pap. Palaeontol.* 90: 1-142.
- Ross, R. J. 1975. Early Paleozoic trilobites, sedimentary facies, lithospheric plates, and ocean currents. *AAPG Bulletin*, 58 (5): 917–918.
- Rubinstein, C. 1989. Acritarcos del Silúrico Superior del Valle del río Jáchal. Provincia de San Juan, República Argentina. Parte 1 subgrupos *Acantehomorphitae* y *Sphaeromorphitae*. *Revista Española de Micropaleontología*, 21: 449-476.
- Rubinstein, C. 1992a. Palinología del Silúrico Superior (Formación Los Espejos) de Loma de Los Piojos, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 29: 287-303.
- Rubinstein, C. 1992b. Esporas del Silúrico Superior (Formación los Espejos) de la Precordillera Sanjuanina. Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 9: 93-106.
- Rubinstein, C. 1999. Primer registro palinológico de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior), de la Precordillera de San Juan, Argentina. *10° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología*, Asociación Paleontológica Argentina Publicación Especial: 13-18.
- Rubinstein, C. 2000. Middle Devonian palynomorphs from the San Juan Precordillera, Argentina: biostratigraphy y paleobiogeography. *1° Congreso Ibérico de Paleontología, 16° Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, 8° International Meeting of IGCP 421* (Evora): 274-275.

-
- Rustan, J.J., Cingolani, C., Siccardi, A., Uriz, N.J. 2013. Lower Silurian trilobites from the northern patagonian Sierra Grande Formation. Reunión de comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. *Ameghiniana* 60(6) resúmenes: 68.
- Rustán, J.J., Peralta, S. 2021. Biostratigraphic implications of the Phacopid Reedops and other co-occurring Trilobites in the Pragian (Lower Devonian) of the Argentine Precordillera. *12° Congreso Asociación Argentina Paleontología*, Virtual: 23-26
- Saltzman, M. R., Thomas, E. 2012. Carbon Isotope Stratigraphy. En: F.M. Gradstein, J G Ogg, Mark Schmitz, Gabi Ogg (Eds). *The Geologic Time Scale*: 207–232.
- Sánchez, M.T. 1985. El género *Modiolopsis* (Bivalvia, Modiomorphoidea) en el Ashgilliano de la sierra de Villicum y la Comunidad de Hirnantia-Momodiolopsis. Reunión de Comunicaciones Científicas, *Asociación Paleontológica Argentina*: 58-59.
- Sánchez, M.T. 1989. Bivalvos paleotaxodontidos de la Formación Lipeón (Silúrico) del noroeste argentino. *Ameghiniana* 26: 173-189.
- Sánchez, M.T. 1990. Bivalvos del Ordovícico medio-tardío de la Precordillera de San Juan (Argentina). *Ameghiniana*, 27(3-4): 251-261.
- Sanchez, M.T., Benedetto, J.L., Brussa, E. 1991. Late Ordovician stratigraphy. Palaeoecology and sea level changes in the Argentine Precordillera. En: Barnes, C. R., Williams S. H. (Eds) *Advances in Ordovician Geology. Geological Survey of Canada*, 90-9: 245-258.
- Santantonio, M. 1994. Pelagic carbonate platforms in the geologic record: their classification, and sedimentary and Paleotectonic evolution. *AAPG Bull* 78:122–141.
- Sarhan, T., Lafuente, J.G., Vargas, M., Vargas, J.M., Plaza, F. 1999. Upwelling mechanisms in the northwestern Alboran Sea. *Journal of Marine Systems*, 23: 317-331.
- Sarmiento, G.N. 1985. La Biozona de *Amorphognathus variabilis*–*Eoplacognathus pseudoplanus* (Conodonts), Llanvirniano inferior, en el flanco oriental de la sierra de Villicum. *Ieras. Jornadas Sobre Geología de Precordillera*, 1: 119–123, San Juan, Argentina.

-
- Sarmiento, G.N. 1991. Conodontos de la Zona *E.suecicus* (Llanvirniano inferior) en la sierra de Villicum, Precordillera de San Juan, Argentina. *Rev. Española de Micropaleontología*, 23(3):113–132.
- Sato, A., Tickyj, 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*, 13: 587-610.
- Scasso, R.A., Limarino, C.O. 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Buenos Aires, 271 pp.
- Schlagintweit, O. 1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y en Bolivia. *Rev. Minera, Geol. Miner.* 13: 115-127.
- Schönian, F. 2003. Ambiente sedimentario de las diamictitas de la Formación Cancañiri en el área de Sella, sur de Bolivia. *Revista Técnica de YPF*, 21: 131-145.
- Schönian, F., Egenhoff, S. 2007. A Late Ordovician ice sheet in South America: evidence from the Cancañiri tillites, southern Bolivia. *Geol. Soc. Am. Special Pap.*, 423: 525-548.
- Serafini, R. L., Bustos, N. R., Contreras, V. H. 1986. Geología de la Formación Loma de Las Tapias (nov. nom). *1º Jornadas sobre Geología de Precordillera*. Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografías y Reuniones, 2: 77-82. San Juan.
- Serra, F., Feltes, N.A., Albanesi, G.L. 2017. Diversity and turnover rates of conodont species from the Middle Ordovician of the Argentine Precordillera. En: Liao, J.; Valenzuela-Ríos, J.I. (Eds). *International Conodont Symposium (ICOS) No. 4. Progress on conodont investigation. Cuadernos del Museo Geominero* 22: 277-281.
- Servais, T., Danelian, T., Harper, D.A.T., Munnecke, A. 2014. Possible oceanic circulation patterns, surface water currents and upwelling zones in the Early Palaeozoic. *GFF*, 136(1): 229–233.
- Sial, A.N, Peralta, S., Gaucher, C., Toselli, A., Ferreira, V., Frei, R., Parada, M., Pimentel, M., Pereira, N. 2013. High-resolution stable isotope stratigraphy of the

upper Cambrian and Ordovician in Argentine Precordillera: Carbon isotope excursions and correlations. *Gondwana Research*, 24: 330-348.

Sial, A.N., Peralta, S., Gaucher, C., Ferreira, V.P., Pereira, N.S., Santos, N.T.S., 2016. Late Ordovician–Early Silurian of the Precordillera of Argentina: Insights from C-, N-Isotope and Hg Chemostratigraphy. Brazilian Geological Congress, Porto Alegre,

Sial, A.N, Peralta, S., Gauche, G., Lacerda, L., Ferreira, V., Pereira, N., Santos, N. 2017a. Ordovician–Silurian transition in the Precordillera of Argentina: Insights from C-, N-isotope and Hg chemostratigraphies. *Brazilian Geological Congress*, Porto Alegre.

Sial, AN., Peralta, S., Gaucher, C., Ferreira, V., Silvino-Santos, N., Pereira, N. 2017b. Químioestratigrafia isotópica de nitrogênio, carbono orgânico e inorgânico em seções geológicas que registram a transição Ordoviciano–Siluriano na Argentina. 27° *Simposio de Geología do Nordeste*.

Sial, AN., Chen, J-B., Peralta, S., Gaucher, C., Korte, C., Ferreira, V.P., Lacerda, L.D., Barbosa, J. A., Pereira, N. S., Riedel, P.R., Gómez Sánchez, J. C., Santos, N.T.S. 2022. Late Ordovician–early Silurian transition recorded in the Argentine Precordillera: insights from C, N, Hg isotopes and enhanced-Hg chemostratigraphy. Goldschmidt Conference, Hawaii.

Siccardi, A., Uriz, N.J., Rustan, J.J., Cingolani, C. 2014. Hirnantian?-Early Silurian brachiopods from the Sierra Grande Formation (North patagonian massif, río Negro province, Argentina). *4th. International Palaeontological Congress*: 806. Mendoza

Siggerud, E.I.H., Steel, R.J., Pollard, J.E. 2000. Bored pebbles and ravinement surface clusters in a transgressive systems tract, Sant Lloreç del Munt fan-delta complex, SE Ebro Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 138: 161-177.

Simandi, J.G., Paradis, S., Fajber, R. 2012. Sedimentary Phosphate Deposits Mineral Deposit Profile F07. *Geological Fieldwork*: 217- 222.

Siy, E. 1988. Geochemical and petrographic study of phosphate nodules of the woodford shale (Upper Devonian-Lower Mississippian) of southern Oklahoma. Master Thesis, Texas Tech University, 198pp. (Inédito).

-
- Soria, T. 2017. La Zona de *Oepikodus intermedius* (Ordovícico Inferior) en la quebrada de Los Sapitos. Precordillera Central, provincia de San Juan. *20° Congreso Geológico Argentino*: 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.
- Spalletti, L.A. 1979. Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la sierra de Maz, La Rioja. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 53(1-2): 167-202, Córdoba.
- Spalletti, L. 2007. Textura de las rocas sedimentarias clásticas. Apuntes Cátedra de Sedimentología. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Argentina.
- Stanley, S.M., 2016. Estimates of the magnitudes of major marine mass extinctions in earth history. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113: 6325-6334.
- 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.
- Stelzner, A. 1876. Geologie der Argentinischen Republik. En: Napp, R. (Ed.). *Die Argentinischen Republik*, 71 pp. Buenos Aires.
- Suárez-Soruco, R. 1977. Bosquejo de la Estratigrafía y Paleogeografía de la Formación Cancañiri (Silúrico) en Bolivia.- Informe Interno de YPF (GXG-2156), Santa Cruz, Bolivia.
- Suárez-Soruco, R. 1992. El Paleozoico Inferior de Bolivia y Perú. En: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Universidad de Extremadura: 225-239.
- Suárez-Soruco, R., 1995. Comentarios sobre la edad de la Formación Cancañiri. *Revista Técnica de YPF* 16: 51-54.

- Sumay, C. 1980. Geología de las sedimentitas asignadas al Mesozoico de la Quebrada de El Palque de Pachaco, Pcia. de San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan. (Inédito).
- Suvires, G.M. 2004. Procesos de piping en el piedemonte distal de la Precordillera Oriental, provincia de San Juan: factores y relieve. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 59 (3).
- Štorch, P., Bernal, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C. 2018. A graptolite-rich Ordovician–Silurian boundary section in the south-central Pyrenees, Spain: stratigraphical and palaeobiogeographical significance. *Geological Magazine*: 1–23.
- Thomas, W., Astini, R. 1996. The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273: 752-757. Washington.
- Thomas, W., Astini, R. 1999. Simple-shear conjugate rift margins of the Argentina Precordillera and of the Ouachita embayment of Laurentian. *Geological Society of American Bulletin*, 111(7): 1069-1079.
- Thomas, W., Astini, R., Mueller, P., McClelland, W. 2015, Detrital-zircon geochronology and provenance of the Ocloytic synorogenic clastic wedge, and Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane. *Geosphere*, 11 (6): 1–21.
- Torsvik, T.H., 2009. BugPlates: Linking biogeography and palaeogeography (software). IGCP Project 503: Early Palaeozoic biogeography and paleogeography. StatoilHydro.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M. 2009. The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand. En: Bassett, M. G. (Ed.) Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography. *Geological Society, Special Publications* 325: 3–21. London.
- Tortello, M.F., Clarkson, E.N.K., Uriz, N.J., Alfaro, M.B., Galeano Inchausti, J.C. 2008. Trilobites de la Formación Vargas Peña (Silúrico Inferior) de Itauguá, Paraguay Oriental. 2º Jornadas Geológicas de la Fundación Miguel Lillo, *Acta Geologica Lilloana*, 21(1): 71-72 Tucumán.

- Tortello, M.F., Uriz, N.J., Alfaro, M.B., Cingolani, C.A., Bidone, A.R., Galeano Inchausti, J.C. 2012. Trilobites and graptolites from the Vargas Peña Formation (Early Silurian), Paraná Basin, eastern Paraguay. *Revue de Paléobiologie*, Vol. spéc.11: 279-298.
- Tortosa, A., Palomares, M., Arribas, J. 1988. Tipologías de cuarzo como indicador de la procedencia en areniscas: Excepciones a la metodología de Basu *et al.* (1975). *Estudios Geológicos* 44: 385-390.
- Traverse, A. 2007. Paleopalynology. Second edition. Springer, 813 pp.
- Trindade, R., D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Neves, B. 2006. Paleomagnetism of early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth Planet Sci Lett* 244:361– 377.
- Tucker, M.E., 2003. Sedimentary Rocks in the Field. England, Wiley, 236 pp.
- Turner, J. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias.- *Boletín de la Academia Nacional de las Ciencias*, 41(2a): 163-196, Córdoba, Argentina.
- Turner, J. 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil (provincias de Catamarca y La Rioja). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 106, 68 pp. Buenos Aires
- Uliarte, E. 1977. Estudio Geológico- estructural de la Sierra de Villicum Sur, departamentos de Albardón-Ullum-Angaco, Provincia de San Juan. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de San Juan. (Inédito).
- Underwood, C.J., Cowley, S., Marshall, J.D., Brenchley, P.J. 1997. High-resolution carbon isotope stratigraphy of the basal Silurian stratotype (Dob's Linn, Scotland) and its global correlation. *Journal of the Geological Society London*, 154: 709–718.
- Uriz, N.J. 2014. Análisis de la procedencia e historia tectónica del Paleozoico inferior sedimentario del sector oriental del Macizo Norpatagónico: correlaciones e implicancias. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata. 380p (Inédita).

- Vaccari, N.E., 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, 271 pp. (Inédito).
- Van Houten, F.B. 1985. Oolitic ironstones and contrasting Ordovician and Jurassic palaeogeography. *Geology*, 13: 722- 724.
- Van Houten, F.B. 1992. Review of Cenozoic ooidal ironstones. *Sediment. Geol.*, 78: 101-110.
- Van Houten, F.B., Arthur, M. A. 1989. Temporal patterns among Phanerozoic oolitic ironstones and oceanic anoxia. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 46: 33-49.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7*: 55.
- Vavrdova, M., Isaacson, P.E., Díaz-Martínez, E. 2011. Early Silurian-Early Devonian acritarchs and prasinophytes from the Ananea and San Gaban Formations, Southern Peru and their paleogeographic implications. *Rev. Española Micropaleontol.*, 43: 157-172.
- Vazari, S., Fürsich, F., Kohansal-Ghadimvand, N. 2012. Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhlak area, Central Iran. *Rev. Mex. Cienc. Geol*, 29 (2): 384-397.
- Vera Torres, J. 2014. Estratigrafía. Principios y Métodos. Editorial Rueda. 806 pp. Madrid.
- 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. *12th International Symposium on Ordovician System. Stratigraphy 12* (2 supp.): 79-83. Virginia
- 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* 2 (6).

- Waisfeld, B. C., Sánchez, M.T. 1993. Trilobites silúricos de la Formación Lipeón en el noroeste argentino (Sierra de Zapla, provincia de Jujuy). *Ameghiniana*, 30: 77-90.
- Waisfeld, B. G., Toro, E. y Brussa, E. 1988. Trilobites silúricos de la Formación Los Espejos, sector occidental del cerro El Fuerte, Precordillera Central San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 25(4): 305-320.
- Wang, G.X., Zhan, R.B., Percival, I.G., Huang, B., Li, Y., Wu, R.C. 2015. Late Hirnantian (latest Ordovician) carbonate rocks and shelly fossils in Shiqian, Northeastern Guizhou, Southwest China. *Newsl. Stratigr.* 48: 241-252.
- Wang, G.X., Zhan, R.B., Huang, B., Percival, I.G. 2017. Coral faunal turnover through the Ordovician-Silurian transition in South China and its global implications for carbonate stratigraphy and macroevolution. *Geol. Mag.* 154: 829–836.
- Wang, G.X., Zhan, R.B., Rong, J.Y., Huang, B., Percival, I.G., Luan, X.C., Wei, X. 2018. Exploring the end-Ordovician extinctions in Hirnantian near-shore carbonate rocks of northern Guizhou, SW China: a refined stratigraphy and regional correlation. *Geol. J.*, 53: 3019-3029.
- Wang, G.X, Zhan, R.B, Percival, I. 2019. The end-Ordovician mass extinction: A single-pulse event?. *Earth-Science Reviews*, 192: 15-53.
- Wang, K., Chatterton, B.D.E., Attrep, M., Orth, C.J. 1993a. Late Ordovician mass extinction in the Selwyn basin, northwestern Canada: geochemical, sedimentological and paleontological evidence. *Can. J. Earth Sci.*, 30. 1870-1880.
- Wang, K., Orth, C.J., Attrep, J.M., Chatterton, B.D.E., Wang, X., Li, J. 1993b. The great latest Ordovician extinction on the South China Plate: chemostratigraphic studies of the Ordovician–Silurian boundary interval on the Yangtze Platform. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 104: 61–79.
- Wang, K., Chatterton, B.D.E., Wang, Y. 1997. An organic carbon isotope record of late Ordovician to early Silurian marine sedimentary rocks, Yangtze sea, South China: implications for CO₂ changes during the Hirnantian glaciation. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 132: 147–158.

-
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 507-521.
- Wignall, P.B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Sci. Rev.*, 53 (1-2): 1-33.
- Wilde, P., Berry, W.B.N. 1984. Destabilization of the Oceanic Density Structure and its Significance to Marine Extinctions Events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 48: 143-162.
- Wilde, P., Berry, W.B.N. 1986. The role of oceanographic factors in the generation of global bioevents. En: Walliser, O. H. (Ed.): Global Bio-Events. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 8: 75-91; Springer- Verlag.
- Windhausen, A. 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. 2da. Parte. Editorial Peuser, 645 pp.
- Yan, D., Chen, D., Wang, Q., Wang, J., Wang, Z. 2009. Carbon and sulfur isotopic anomalies across the Ordovician – Silurian boundary on the Yangtze Platform, South China. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 274: 32-39.
- Yang, S., Hu, W., Wang, X. 2021. Mechanism and implications of upwelling from the Late Ordovician to early Silurian in the Yangtze region, South China. *Chemical Geology*, 565: 120-074.
- Yang, W. 2007. Transgressive wave ravinement on an epicontinental shelf as recorded by an Upper Pennsylvanian soil-nodule conglomerate-sandstone unit, Kansas and Oklahoma, U.S.A. *Sedimentary Geology*, 197(3-4): 189-205.
- Yang, W., Bruemmer, M., Turner-Williams, M. 2003. Stratigraphic architecture and processes controlling coeval deltaic, platform carbonate, and condensed shelf sedimentation, Upper Pennsylvanian Leavenworth Limestone–Heebner Shale–Plattsmouth Limestone– Heumader Shale minor cyclothem, SE Kansas and NE Oklahoma. *American Association of Petroleum Geologists Midcontinent Section Meeting, Tulsa Geological Society*, 31 pp. Tulsa, Oklahoma.
- Young, S.A., Gill, B.C., Edwards, C.T., Saltzman, M.R., Leslie, S.A. 2016. Middle-Late Ordovician (Darriwilian- Sandbian) decoupling of global sulfur and carbon

- cycles: isotopic evidence from eastern and southern Laurentia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 458: 118–132.
- Young, T.P. 1989a. Phanerozoic Ironstones: an introduction and review. En: Young, T.P., Taylor, W.E.G. (Eds.). Phanerozoic Ironstones. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 46: 9-25.
- Young, T.P. 1989b. Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: facies relationships of the Ordovician open-shelf ironstones of Western Europe. En: Young, T.P., Taylor, W.E.G. (Eds.). Phanerozoic Ironstones. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 46:51-63.
- Young, T.P. 1992. Ooidal ironstones from Ordovician Gondwana: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 321-347.
- Zabini, C., Furtado-Carvalho, A.B., Carmo, D., Assine, M. 2019. A new discinoid *Kosoidea australis* sp. nov. from the Iapó and Vila Maria Formations, NE Paraná Basin, Brazil. *Historical Biology*, 33(4): 1-9.
- Zaitsev, A.V., Baraboshkin, E.Yu. 2006. Stratigraphic Hiatuses in Lower to Middle Ordovician Successions in the Northwest of the Russian Plate, *Geologiyame*: 16- 24.
- Zanettini, J.C.M. 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (2):160-179.
- Zanettini, J.C.M. 1999. Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro. En: Zappettini EO. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), *Anales* 35:745-762. Buenos Aires.
- Zanettini, J.C.M. 2008. Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Tomo II-Sur: 559-668.
- Zecchin, M., Catuneanu, O. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology* 39, 1–25.
- Zecchin, M., Caffau, M., Catuneanu, O., Lenaz, D. 2017. Discrimination between wave-ravinement surfaces and bedset boundaries in Pliocene shallow-marine deposits,

-
- Crotone Basin, southern Italy: An integrated sedimentological, micropalaeontological and mineralogical approach. *Sedimentology*, 64(7): 1755-1791.
- Zecchin, M., Catuneanu, O., Caffau, M. 2019. Wave-ravinement surfaces: Classification and key characteristics. *Earth-Science Reviews*, 188: 210-239.
- Zhang, S., Jowett, D. M. S., Barnes, C. R. 2017. Hirnantian (Ordovician) through Wenlock (Silurian) conodont biostratigraphy, bioevents, and integration with graptolite biozones, Cape Phillips Formation slope facies, Cornwallis Island, Canadian Arctic Islands. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 54(9): 936–960.
- Zingg, T. 1935. Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 15: 39-1.
- Zöllner, W. 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. Zona de Barreal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3: 111-126.

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** A-Mapa de Precordillera mostrando la ubicación de las secciones principales y complementarias analizadas en este trabajo (modificado de Baldis *et al.*, 1982). B- Imagen Google Earth mostrando la ubicación de las localidades estudiadas y rutas de acceso más cercanas. 17
- Figura 2.** A- Aplicación GPS STATUS (versión 11.0.307, libre licencia), indicando formato de las coordenadas, orientación, número de satélites conectados, error de medición y altitud (1 pie equivale a 0.3048m). B- Muestreo sistemático para estudios palinológicos e isotópicos en el Miembro de Fangolitas Ores de la Formación Don Braulio, Sierra de Villicum. 18
- Figura 3.** A- Lupa binocular modelo UNICO. B- Microscopio Digital modelo Cooling tech microscope 500x. C- Microscopio Petrográfico modelo ZEISS. 19
- Figura 4.** A- Láminas de palinomorfos recolectados. B- Instalaciones del Laboratorio de Palinoestratigrafía y Paleobotánica, del Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICYTTP-CONICET-ER-UADER) (Tomado de <https://cicyttp.conicet.gov.ar/palinoestratigrafia-y-paleobotanica/>). 20
- Figura 5.** Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis (MEByM) en el Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA-CONICET-Mendoza), donde se realizaron los estudios EDS (Tomado de <https://www.mendoza.conicet.gov.ar/portal/ianigla/paginas/index/laboratorio-de-microscopia-electronica-de-barrido-y-microanalisis>). 21
- Figura 6.** Perfil estructural de Precordillera a la latitud de la Provincia de San Juan. (Tomado de Ramos *et al.*, 1986). 26
- Figura 7.** Columnas estratigráficas sintéticas de las secuencias sedimentarias eopaleozoicas de Precordillera Occidental, Central y Oriental. (Modificado de Astini, 1995). De forma representativa, sin escala. 28
- Figura 8.** Modelo de aloctonía de Precordillera como un fragmento continental derivado de Laurentia, según Thomas y Astini (1996). a) Ubicación de Precordillera como parte de Laurentia, b) y c) muestran el transfer (*drifting*) de Precordillera desde Laurentia, d) acreción al margen Proto-Pacífico de Gondwana (Tomado de Astini *et al.*, 1995; Rapalini, 2012). 31

- Figura 9.** A- Extensión y composición geológica del Terreno Cuyania en la zona andina del centro-oeste de Argentina. (Modificado de Sato *et al.*, 2000). B- Cinturón de colisión del Paleozoico Temprano (orógeno Famatiniano), representando el Terreno de Occidentalia luego de la colisión con Sudamérica (Modificado de Dalla Salda *et al.*, 1992). 32
- Figura 10.** Evolución geotectónica del suroeste de Gondwana (620 Ma) y el final de la orogenia pampeana (520 Ma). Se muestra la acreción del Bloque Mara, proveniente de Laurentia durante la orogenia grenvilliana, con los cratones de Kalahari y Río de la Plata. Esta colisión es precedida por el cierre del océano Clymene (Trindade *et al.*, 2006) (Modificado de Ramacciotti *et al.*, 2018). 34
- Figura 11.** Modelo para-autóctono. Reconstrucción paleogeográfica que muestra la posición de Cuyania en relación a Gondwana desde el Cámbrico al Devónico. A) Cámbrico. B) Ordovícico Temprano a Medio. C) Ordovícico Medio-Tardío. D) Silúrico Tardío al Devónico. (Tomado de Finney *et al.*, 2003, 2005). 35
- Figura 12.** Evolución tectónica de Chile y Argentina occidental en el Paleozoico Temprano; SP: Sierras Pampeanas. De acuerdo con el modelo, P: Precordillera, CF: Cordillera Frontal representan el margen pasivo, desarrollado durante el Cámbrico al Devónico. El magmatismo y la orogénesis en Sierras Pampeanas, estarían asociados a un ascenso de la astenósfera durante la etapa inicial de distensión; mientras que Precordillera representaría un ascenso lento de corteza continental adelgazada (Tomado Gonzales Bonorino y Gonzales Bonorino, 1991) 36
- Figura 13.** Columnas estratigráficas de las unidades del Ordovícico y Silúrico en la sección de Cerro La Chilca; Formación Don Braulio y Grupo Tucunucu (formaciones La Chilca y Los Espejos) (Modificado de Peralta, 2003b). 47
- Figura 14.** Columnas estratigráficas de las unidades del Hirnantiano-Silúrico (formaciones Los Bretes, La Chilca, Los Espejos) en el flanco oriental de la Sierra de La Invernada, y su correlación con la Formación Los Bretes en el área del Cerro Blanco de Pachaco (Modificado de Peralta, 2013a). 48
- Figura 15.** Columna estratigráfica de la Formación Los Bretes (Facies Pachaco de la Formación Tambolar) en la Sección de la Quebrada Pata de Guanaco, Cerro Blanco de Pachaco, Precordillera Central (Modificada de Peralta y León, 1993, Peralta 2013). 51
- Figura 16.** Correlación y relaciones estratigráficas de las unidades del Ordovícico Medio al Devónico, secciones de Sierra de La Invernada, Cerro La Chilca, quebrada de Talacasto y Portezuelo del Tambolar (Modificado de Peralta, 2013a). 54

- Figura 17.** Correlación estratigráfica de las unidades ordovícicas de la Sierra de Villicum en la Quebrada de Don Braulio y Quebrada de La Pola (Tomado Astini, 2001a). 63
- Figura 18.** Perfil de la Formación Don Braulio mostrando la posición estratigráfica de la Fauna de *Hirnantia* (Benedetto, 1986, 1990), las zonas de *M. persculptus* (Peralta y Baldis, 1990) y *A. atavus* (Peralta, 1985) y niveles con palinomorfos (Volkheimer *et al.*, 1980) (Modificado de (Peralta, 1993b). 66
- Figura 19.** Correlación estratigráfica de la Formación Don Braulio en la Sierra de Villicum con el perfil Hirnantiano-Rhuddaniano de la sección de Cerro del Fuerte, mostrando el rango estratigráfico de la especie *Dalmanella testudinaria*, y su relación con las biozonas de *M. persculptus* y *A. atavus* (Modificado de Leone y Benedetto, 2019). 67
- Figura 20.** Curvas isotópicas de la Formación Don Braulio, sección de Sierra de Villicum (Tomados de Sial *et al.*, 2017a). Nótese la excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, y positiva $\delta^{15}\text{N}$ en el rango de la Transición Ordovícico-Silúrico (OTS). 73
- Figura 21.** A- Sección tipo del límite Ordovícico-Silúrico en la localidad de Baños de Talacasto. B- El cuadro muestra las zonas de graptolitos identificadas en la transición Hirnantiano-Rhuddaniano en la misma localidad. Tomado de Cuerda *et al.*, (1988). 75
- Figura 22.** Perfil estratigráfico de las unidades del Ordovícico y Silúrico en la sección de Cerro del Fuerte, mostrando la distribución de las graptofaunas, faunas de braquiópodos, bivalvos y trazas fósiles. (Modificado de Rickards *et al.*, 1996). 76
- Figura 23.** Distribución estratigráfica de las especies más relevantes de palinomorfos reconocidas en la Formación la Chilca, secciones de Cerro La Chilca (1) y Quebrada Ancha (2) (Tomado de García-Muro y Rubinstein, 2015). 77
- Figura 24.** B- Perfil estratigráfico del Miembro Salto Macho (Formación La Chilca) en la localidad de Poblete Norte, mostrando las zonas de graptolitos del Hirnantiano y Rhuddaniano (Tomado de López *et al.*, 2020). 78
- Figura 25.** Excursiones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}$ y Hg en las formaciones Los Azules, Don Braulio y La Chilca, en la sección de Cerro La Chilca (Tomados de Sial *et al.*, 2017a) 80
- Figura 26.** Excursiones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}$, TOC%, Hg (mg.g) y HgTOC de la Formación La Chilca, sección de Baños de Talacasto (Tomados de Sial *et al.*, 2017a). 80

- Figura 27.** Cuadro de correlación estratigráfica para la OST de Sudamérica, considerando faunas de braquiópodos, graptolitos, trilobites, palinomorfos, depósitos de diamictitas, *Ironstone* y *upwelling*. Ello en las secciones de la Precordillera Central y Oriental del oeste argentino, cuenca del NO de Argentina, Bolivia, Perú, Paraguay Oriental, Cuenca de Paraná, y Cuenca de Barinas-Apure Venezuela 82
- Figura 28.** Distribución de los depósitos diamictíticos del Hirnantiano en Sudamérica (Tomado de Peralta y Baldis, 1992). 89
- Figura 29.** Mapa geológico del área norte de Gualilán, mostrando la ubicación de la sección de estudio en la quebrada de Las Ciénagas. 93
- Figura 30.** A- Afloramiento de la sección de la quebrada de Las Ciénagas, al norte de Gualilán. Se muestra la relación estratigráfica entre los niveles conglomerádicos (CBi, CBs), las areniscas con cemento calcáreo (Ac) y las fangolitas bioturbadas (FB), al tope del Miembro Salto Macho. B- Tope del Miembro Salto Macho, se muestra el contacto entre las Fangolitas Bioturbadas (FB) y el Miembro Cuarcitas Azules (MCA) sobreyacente. (Modificado de Martínez, 2007). 93
- Figura 31.** Perfil estratigráfico de la Formación La Chilca en la sección de Quebrada de Las Ciénagas, al norte de Gualilán. (Modificado de Martínez, 2007). La ubicación del límite Ordovícico-Silúrico es inferido en el tramo basal de la Formación La Chilca debido a la falta de registro bioestratigráfico, pero considerando la correlación de los niveles de pelitas bioturbadas (*upwelling*) con su equivalente homotáxico de la Formación Don Braulio en la sierra de Villicum, y posición estratigráfica. 94
- Figura 32.** Mapa geológico de Cerro La Chilca, mostrando la ubicación de la sección de estudio en el flanco occidental del Cerro La Chilca. 95
- Figura 33.** A- Arenisca ferruginosa a la base de la Formación La Chilca (Aff). Se muestran los contactos, líneas rojas de trazos, 1) entre la base de la Formación La Chilca (Arenisca ferruginosa, Aff) y la Formación Don Braulio; 2) entre la arenisca ferruginosa y pelitas verdes (P) sobreyacentes. B- Secuencias cíclicas descritas en la sección de Cerro La Chilca, en contacto erosivo con la Formación Don Braulio. Cada ciclo consta de base a tope de areniscas Fe-fosfáticas (Aff), pelitas verdes y areniscas pardas (A/P). Las flechas negras indican el carácter estrato-granodecreciente de cada ciclo 96

- Figura 34.** Perfil estratigráfico de la Formación Don Braulio y de los estratos basales de la Formación La Chilca, en la localidad homónima. Se muestra la curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ en el tope de la Formación Los Azules, la Formación Don Braulio, y en los estratos basales de la Formación La Chilca (Sial *et al.*, 2017a, b). La ubicación del límite Ordovícico-Silúrico es inferido debido a la falta de registro bioestratigráfico en el tramo basal de la Formación Los Bretes. 97
- Figura 35.** A- Mapa de Precordillera resaltando en rojo la localidad 2 y 5 (ver Fig. 1A), correspondiente a la secciones estudiadas en el área de Talacasto (Modificado de Baldis *et al.*, 1982). B- Mapa geológico del área de Talacasto, con las secciones de Quebrada Ancha, Baños de Talacasto, Poblete Norte y Poblete Sur (modificado de Baldis *et al.*, 1984a). 99
- Figura 36.** A- Contacto erosivo (línea de trazo rojo) entre la Formación San Juan (SJ) y el conglomerado basal de la Formación La Chilca (CB). B- Vista en plata del contacto (línea roja de trazo) entre el conglomerado basal (CB) y las pelitas laminadas (P) portadoras de graptolitos del Hirnantiano-Rhuddaniano del Miembro Salto Macho. 100
- Figura 37.** Perfil estratigráfico de la sección de Baños de Talacasto, mostrando la ubicación de niveles con graptolitos del Hirnantiano-Rhuddaniano, palinomorfos y las curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}$ (Modificado de Cuerda *et al.*, 1988; Sial *et al.*, 2017a; Gómez *et al.*, 2021a). Para mayor detalle de la correlación de alta resolución estratigráfica (graptolitos, palinomorfos e isótopos), véase el Capítulo 12. 101
- Figura 38.** A- Estrato conglomerádico dominado por clastos de chert y calcedonia, tamaño guija. B- Contacto (línea roja punteado) entre el conglomerado basal (CB) y la arenisca Fe- fosfática (Aff). C- Contacto (línea roja punteada) entre la arenisca ferruginosa y las pelitas verdes portadoras de graptolitos. D- Detalle de C, en el depósito de areniscas ferruginosas, se resalta la presencia de clastos de chert (flecha azul), nódulos Fe-fosfáticos (flecha amarilla) dispersos, y concentraciones de ooides (flecha verde). 102
- Figura 39.** A- Estratos basales de la Formación La Chilca en la sección de Quebrada Ancha. La línea discontinua roja indica el contacto entre los niveles referenciados. 1) Superficie erosiva entre la Formación San Juan (SJ) y el conglomerado basal (CB). 2) Contacto neto entre el conglomerado y la arenisca Fe- fosfáticas (Aff). 3) Contacto neto entre las areniscas Fe-fosfáticas y las areniscas oolíticas (AO). 4) Contacto neto entre las areniscas oolíticas y las pelitas con graptolitos (P). B- Perfil estratigráfico de la base de la Formación La Chilca en la sección de Quebrada Ancha, mostrando la ubicación de la biozonas de *M. persculptus*, *P. acuminatus* y *A. atavus* (Baldis *et al.*, 1984b; Lenz *et al.*, 2003), y palinomorfos llandoveryanos (Gómez *et al.*, 2021a). 103

- Figura 40.** A- Vista hacia el sur de la sección Poblete Sur. Las líneas de trazo rojo indican paraconcordancia, 1) Entre pelitas verdes (Pv) del Ordovícico Superior y la Formación San Juan (SJ), 2) Entre Pv y la Formación La Chilca (LCh). B- Detalle del contacto erosivo (trazo rojo), entre las pelitas verdes (Pv), y el conglomerado (CB). C- Nivel oolítico que sobreyace al conglomerado basal; las flechas blancas indican sectores de concentración de ooides. 104
- Figura 41.** Perfil estratigráfico de la sección de Poblete Sur. MSM, Miembro Salto Macho; MCA, Miembro Cuarcitas Azules. La ubicación del límite Ordovícico-Silúrico es inferido debido a la falta de registro bioestratigráfico en el tramo basal de la Formación Los Bretes. 105
- Figura 42.** A- Vista de la sección de Poblete Norte, las líneas rojas de trazo indican 1) paraconcordancia entre la Formación San Juan (SJ) y la arenisca calcárea (AC), 2) Contacto neto entre AC y la arenisca Fe-fosfáticas Aff. B- Detalle del contacto erosivo (línea de trazo rojo) entre AC y Aff. C- Detalle de la foto A, mostrando el paso transicional entre la capa 1 y la capa 2 en la Aff. D- Detalle de la capa 2 (foto C), se muestran los nódulos fosfáticos (azul) y clastos de chert (amarillo). E- Contacto neto (línea de trazo rojo) entre Aff y los ciclos de pelitas oolíticas (PO) y areniscas Fe-fosfáticas oolíticas (Affo). 107
- Figura 43.** Perfil estratigráfico de la sección de Poblete Norte, mostrando la ubicación de niveles con graptolitos del Hirnantiano-Rhuddaniano y palinomorfos del Hirnantiano. MCA, Miembro Cuarcitas Azules (Lopez *et al.* 2020; Gómez *et al.* 2021a). 108
- Figura 44.** Mapa geológico de la localidad de Portezuelo del Tambolar, mostrando la sucesión estratigráfica eopaleozoica, con polaridad de capas hacia el oeste (véanse referencias en la figura). 109
- Figura 45.** A- Contacto erosivo (línea de trazo rojo) entre las calizas de la Formación San Juan (SJ) y el nivel conglomerádico a la base de la Formación Tambolar (CB); por encima de CB se observan pelitas (P) que contienen palinomorfos del Llandoveryano temprano (Peralta *et al.*, 1997). B- Detalle del conglomerado, indicando los clastos de chert en el depósito (Flechas amarillas). C- Contacto (línea de trazo rojo) entre el conglomerado con clastos de chert (CB) y las pelitas verdes y moradas suprayacentes (P). D- Detalle de las pelitas verdes y moradas (P) y su relación estratigráfica con el conglomerado basal infrayacente (CB) y con las areniscas (A) pardas suprayacentes. 110
- Figura 46.** Perfil estratigráfico del tramo basal de la Formación Tambolar sección del Portezuelo del Tambolar, mostrando la ubicación de los acritarcos en la parte inferior de la unidad (Peralta *et al.*, 1997). La posición estratigráfica del límite Ordovícico-Silúrico es inferida a partir de los datos bioestratigráficos. 111

- Figura 47.** Mapa geológico de la localidad de Cerro Blanco de Pachaco, mostrando la ubicación de las secciones estudiadas. 112
- Figura 48.** A- Contacto erosivo (línea roja de trazo) entre la Formación San Juan (SJ) y el conglomerado basal de la Formación Los Bretes (CB). B- Detalle del depósito conglomerádico, el principal componente corresponde a clastos de chert. C- Contacto neto (línea de trazo rojo) entre el conglomerado basal (CB) y el Miembro de Fangolitas Verdes (FV). D- Se muestra el contacto entre los miembros inferior y superior de la Formación Los Bretes (línea de trazo rojo 1) (Fangolitas Verdes Fv, y Fangolitas Moradas, Fm), y el contacto erosivo al tope de la Formación Los Bretes con la base de la Formación Punta Negra (PN) (línea de trazo rojo 2) 113
- Figura 49.** Perfil estratigráfico de la base de la Formación Los Bretes en la sección de Cerro Blanco de Pachaco, mostrando la ubicación de la Fauna de *Leangella* descrita por Benedetto y Franciosi (1998) (Modificado de Peralta y León, 1993). La ubicación del límite Ordovícico-Silúrico es inferido debido a la falta de registro bioestratigráfico en el tramo basal de la Formación Los Bretes. 114
- Figura 50.** Mapas geológicos de: A- Precordillera (Modificado de Baldis *et al.*, 1982); B- Eopaleozoico siliciclástico de Villicum (Modificado de Peralta, 1993b); C- Ubicación de las quebradas de Don Braulio y La Pola. 116
- Figura 51.** A- Afloramiento de la Formación Don Braulio, se muestra los contactos (líneas de trazo rojos) entre los miembros de la formación identificados por Peralta y Carter (1990a): Miembro de Diamictitas Inferior (MDI), Miembro de Fangolitas y Areniscas Fosilíferas (MFF), Miembro de Fangolitas Ocre (MFO) y Miembro Ferrífero Superior (MFS). B- Contacto (Línea de trazo rojo) MDI y MFF. Hacia el tope del MDI se aprecian los clastos fuera de contexto del nivel conglomerádico. C- Detalle del nivel conglomerádico de la imagen B. D- Contacto (línea de trazo rojo) entre el MFO y MFS; FR (Formación Rinconada). E- Areniscas ferruginosas con nódulos Fe-fosfáticos y clasto de chert dispersos (Aff) y el nivel de oolitas (O), en el primer nivel del MFS. F- Detalle del depósito de Aff (Flechas azules), clastos de chert (Flechas amarillas), y concentraciones de ooides (flechas verdes). 117
- Figura 52.** Perfil estratigráfico de la Formación Don Braulio en la sección tipo, mostrando la Fauna de *Hirnantia* (Benedetto, 1986), trilobites (Baldis y Blasco, 1975), espículas de esponjas y briozoos (Jiménez-Sánchez *et al.* 2014), *M. persculptus* (Peralta y Baldis, 1990), *A. atavus* (Peralta, 1985), y palinomorfos (Volkheimer *et al.* 1980), y las curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}$ (Sial *et al.* 2017a) (Modificado de Peralta, 1993b). 118

- Figura 53.** Fotomicrografías litofacies A1, N// (Izquierda) Nx (derecha). Componentes principales de la litofacies: Chert y calcedonia (flecha roja), glauconita (flecha negra), fosfatos (flecha amarilla) y fragmento orgánico (flecha blanca). 122
- Figura 54.** Secciones pulidas del conglomerado con clastos de chert de la Formación La Chilca en las secciones de: A) Poblete Sur, B) Quebrada Ancha y C) Baños de Talacasto. a- Chert, b- Calcedonia, c- Líticos (calizas); d- Micrita. 124
- Figura 55.** Secciones delgadas del conglomerado con clastos de chert en Baños de Talacasto. A) Contacto (línea de trazo rojo) entre la matriz detrítica no oxidada (flecha blanca) y oxidada (flecha negra). B) Detalle de A, mostrando la matriz detrítica ferruginosa (flecha negra en A), y granos de chert (ch) y calcedonia (ca) flotando en la matriz no oxidada (flecha blanca). 125
- Figura 56.** Fotomicrografías litofacies A2, N// (Izquierda) Nx (derecha) A) Componentes principales: Chert y calcedonia (flecha roja), fosfatos (flecha amarilla) y matriz limolítica (flecha verde). 125
- Figura 57.** Histogramas de frecuencia y de frecuencia acumulada en las secciones de A) Poblete Sur, N = 31; B) Quebrada Ancha, N = 33; C) Baños de Talacasto, N = 30. Los histogramas de frecuencia muestran una distribución unimodal para las secciones en A) y B), y una distribución bimodal en C). Curva de frecuencia acumulada, muestra la distribución de elementos gruesos a la izquierda y más finos a la derecha para cada sección. D) Patrón decreciente en la selección y contenido de matriz, desde los tramos de Poblete Sur hasta Baños de Talacasto. E) Se muestra un notorio aumento de la asimetría (de acuerdo con el histograma de frecuencias acumuladas), de la redondez y la esfericidad (de acuerdo con Zingg, 1935; Powers, 1982). 127
- Figura 58.** Fotomicrografías (Nx) de la litofacies A3. A) Matriz arenosa polimíctica enriquecida en Fe. B) Detalle de A, mostrando la matriz de limolita oxidada. 128
- Figura 59.** A- Modelo de playa integrado considerando las características texturales de los clastos en cada una de las zonas. B- Se muestra el proceso en una playa de grava, sin zona de transición. El conglomerado basal (Lithofacies A2 en este trabajo), sería el resultado de este tipo de acumulaciones. (Modificado de Arche, 1992 y Spalletti, 2007). 134
- Figura 60.** Variaciones laterales de la litofacies A2, conglomerado basal con clastos de chert, en las áreas de estudio. Véanse detalles de la descripción en el texto. 136

- Figura 61.** A- Pulidos de la subfacies B1Q en la sección de Quebrada Ancha (A1). Se destaca con líneas de trazo rojo la estructura pseudo-flaser/lenticular (A2) (a, chert; b, ooides). B- Fotomicrografía de la subfacies B1Q en la Cerro La Chilca (C1, Nx; C2, N//). C- Componentes principales de la litofacies B1Q: granos oscuros de chert (a), ooides chamosíticos (b) y fragmento orgánico indeterminado (c), en la sección de Cerro La Chilca. D- Contacto transicional entre las subfacies B1Q y B1FP (línea de trazo rojo). E- Fotomicrografía de la subfacies B1FP; Ooides chamosíticos con alternancia de bandas fosfáticas (pardas claras), sección de Poblete Sur. F- Fotomicrografía de la subfacies B1FP en la sección de Quebrada Ancha; ooides con deformación sin-sedimentaria, compactación, y orientación paralela a la estratificación. 141
- Figura 62.** Fotomicrografías de las litofacies B1. A- Ooides y pisoides chamosíticos (1, 2) y pisoides Fe-fosfáticos (1). B- Matriz siliciclástica rica en hierro. C- Ooides chamosíticos con núcleo de chert (Ch), calcedonia (Cd) y cuarzo (Qm). D- Deformación in situ en las zonas de acumulación, tope de la litofacies B1, subfacies B1FP. 143
- Figura 63.** Composición química de los ooides ferruginosos (A) y Fe-fosfáticos (B) en la litofacies B1. 146
- Figura 64.** Fotomicrografía de la litofacies B2FSP. A- Ooides con bandas sílices (flecha amarilla), limolíticas (flecha roja) y fosfáticas (flecha verde). B- Detalle de A, N// (izquierda), NX (derecha); detalle de las bandas silíceas (flecha amarilla) y limolíticas (flecha roja). 150
- Figura 65.** Fotomicrografías de las litofacies B2. A- Ooides Si-fosfático (1), Fe-fosfático (2) y ferruginosos (3). B- Matriz ferruginosa (flecha blanca) y cemento carbonático (flecha negra). C- Ooides con núcleos de cuarzo (Qz), mineral pesado (Hm) y chamosita. D- Ooides fracturados y regenerados (Br) y distorsionados (Di) 151
- Figura 66.** Composición química de los ooides Fe-fosfáticos, Si-fosfatos (A) y ferruginosos (B) de la litofacies B2. 152
- Figura 67.** Block diagrama mostrando el basculamiento de la cuenca del Hirnantiano-Silúrico hacia el norte (área de Jáchal) en coordenadas actuales. Se observa el control de los estratos basales de la Formación La Chilca (litofacies A2, A3 y B1) desde Sierra de La Dehesa (Sur) al Cerro del Fuerte (Norte), como resultado de la tectónica extensional producida por el basculamiento. La configuración del perfil de la trampa clástica se desarrolló en el mismo sentido del basculamiento, con la parte más profunda en el área de Cerro La Chilca, y más somera en el área de Talacasto-La Dehesa. La línea de trazo rojo indica probable extensión del borde de la trampa hacia el sur (véanse referencias en el texto precedente). 155

- Figura 68.** Correlación estratigráfica de la litofacies B1 en Precordillera Central, restringida en el tope por la Zona de *M. persculptus* (Baldis *et al.*, 1984a; Cuerda *et al.*, 1988; Lenz *et al.*, 2003; Lopez *et al.*, 2020). La línea de trazo rojo indica la base y tope de la litofacies, y la línea punteada negra el contacto entre las sublitofacies B1Q y B1FP. Miembro Salto Macho (MSM); Miembro Cuarcitas Azules (MCA). 156
- Figura 69.** Block diagrama sin escala, representando el alto estructural del bloque elevado de la Sierra de Zonda-La Flecha-Pedernal, y el depocentro, bloque bajo, de Villicum. Esto explicaría la preservación de los depósitos siliciclásticos del Ordovícico en el depocentro, y su ausencia en el alto estructural. 158
- Figura 70.** A- Correlación estratigráfica de la litofacies B1 en Precordillera Central, con unidades del Macizo Nordpatagónico, Paraguay Occidental y Margen Norte (Italia) de Gondwana. B- Correlación estratigráfica de la litofacies B2, reconocida en Precordillera Oriental, con unidades de Sierras Subandinas del NO de Argentina, Bolivia, Brasil y Alpes Cárnicos. 161/
162
- Figura 71.** A). Formación La Chilca, sección Gualilán. Conglomerado Basal (CB), Fangolitas Bioturbadas (FB), Miembro Cuarcitas Azules (MCA). La línea de trazo de rojo indica contacto neto (Modificada de Martínez, 2007). B) Formación Don Braulio, sección Qda. Don Braulio. Miembro Fangolitas Ocre (MFO), Miembro Ferrífero Superior (MFS). Fm. Rinconada (FR, Silúrico-Devónico). La línea de trazo rojo indica contacto erosivo en la Fm. Rinconada y la Fm. Don Braulio. 165
- Figura 72.** A- Distribución de las corrientes oceánicas en el Ordovícico Tardío (Modificado de Pope y Steffen, 2003). B- Áreas hipotéticas de upwelling costero y ecuatorial para el límite Ordovícico-Silúrico (Modificado de Servais *et al.*, 2014). C- Extensión de la glaciación del Ordovícico tardío. A) distribución de la orientación del flujo de hielo, la orientación local se encuentra asociada a zonas de Gondwana occidental de edad hirnantiana en el paralelo 45°S. B) extensión mínima de la capa del hielo en Hirnantiano, mostrando área de América del Sur y Sudáfrica que pudieron fusionarse. C) Tamaño máximo de la capa de hielo en el Hirnantiano, suponiendo glaciares sincrónicos totalmente coalescentes (Modificado de Ghienne *et al.*, 2007). D- Reconstrucción paleogeográfica del Ordovícico tardío del este y occidente de Gondwana, mostrando la orientación de flujo de hielo en latitudes cercanas a los 30°S para Gondwana occidental (Modificado de Armstrong *et al.*, 2005). 167

- Figura 73.** A- Modelo de pluma de *upwelling* para en el Ordovícico, basado en los movimientos de las corrientes del Golfo (Lee *et al.* 1991). La pluma de *upwelling* traería agua disaeróbica y anaeróbica a la zona epipelágica, causando una mortalidad masiva local (Modificado de Cooper *et al.*, 2012). B- Modelo de *upwelling* oceánico glacial, la flecha roja muestra la dirección del viento predominante en relación al borde del hielo (Modificado de Kämpf y Chapman, 2016). 168
- Figura 74.** A- *Upwelling* débil en la litofacies C, caracterizado por una ZMO deprimida y baja productividad, asociado con el ascenso de corrientes disaeróbicas y óxicas pobres en nutrientes (Modificado de Challandss *et al.*, 2009). B- Probables direcciones del movimiento del agua disaeróbica en el plano vertical, el agua fría pobre en oxígeno pero rica en nutrientes asciende a la plataforma reemplazando las aguas aeróbicas, ocasionando mortalidad en algunas áreas. 169
- Figura 75.** Correlación estratigráfica entre los depósitos de fangolitas bioturbadas de las formaciones La Chilca (Quebrada de Las Ciénagas) y Don Braulio (Quebrada Don Braulio), con las pelitas del Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca en la sección de Baños de Talacasto. La Zona de *M. extraordinarius* es inferida en base a datos correlación bioestratigráfica (ver ítem 10.2.1). La OST es inferida sobre la base de datos químico-bioestratigráficos (ver ítem 12.2.2) 170
- Figura 76.** Distribución de los palinomorfos en los estratos basales de la Formación La Chilca, en la sección de Baños de Talacasto. Los palinomorfos reconocidos se encuentran asociados a la Zona de *M. persculptus* (Cuerda *et al.*, 1988). 178
- Figura 77.** Distribución de los palinomorfos en los estratos basales de la Formación La Chilca en la sección de Quebrada Ancha. Se muestra la distribución estratigráfica de los grupos de palinomorfos reconocidos en este estudio, con respecto a las zonas de *M. persculptus* y *P. acuminatus* (Baldis *et al.*, 1984b; Cuerda *et al.*, 1988) y la asociación descrita por García-Muro y Rubinstein (2015). 179
- Figura 78.** Distribución de los palinomorfos en los estratos basales de la Formación La Chilca en la sección de Poblete Norte. La asociación reconocida se encuentra relacionada con la Zona de *M. persculptus* descrita por Lopez *et al.* (2020). 181
- Figura 79.** Especies de quitinozoos encontrados en la Sección de Poblete Norte. 182
- Figura 80.** Especies de criptoesporas, acritarcas y otros restos encontrados en la Sección de Poblete Norte. 183

- Figura 81.** Perfil de la sección Quebrada de Don Braulio, en el cual se muestra la distribución de los grupos de palinomorfos encontrados en el Miembro de Fangolitas Ocreas, y su relación estratigráfica con las zonas de *M. persculptus* (Peralta y Baldis, 1990) y *A. atavus* (Peralta, 1985) y los quitinozoos llandoverianos descritos por Volkheimer *et al.*, (1980). La OST es sugerida en base al análisis de datos isotópicos (Sial *et al.*, 2017a, b, 2022) (Ver ítem 12.2.2) 184
- Figura 82.** Asociación de palinomorfos seleccionados del nivel PN4 en sección de Poblete Norte, área de Talacasto. Las especies *Armoricochitina* sp. cf. *Armoricochitina nigerica* (2) y *Cheleutochroa diaphorosa* (8), resaltadas en cuadros rojos, del Ordovícico Tardío (Hirnantiano) 186
- Figura 83.** Biofacies propuestas en esta Tesis para la Precordillera Central y Oriental, de acuerdo con Wang *et al.*, (2019). A- Biofacies TBF2 en ambiente profundo, sugerida para la unidad innominada (Benedetto, 1987; Sánchez, 1990; Rickards *et al.*, 1996). B- Biofacies TBF3 sugerida por Wang *et al.* (2019), para la asociación de braquiópodos en la sección de Mogotes Azules (Benedetto y Cocks, 2009). C- Biofacies TBF2 sugerida para la fauna de braquiópodos y trilobites en la sección de Cerro La Chilca (Astini y Benedetto, 1992). D- Biofacies TBF1 para la primera asociación de Benedetto (1986) y TBF2 para la segunda asociación en la sección de quebrada de Don Braulio. 193
- Figura 84.** Correlación bioestratigráfica de las biofacies hirnantianas TBF1-3 en la Precordillera Central y Oriental, considerando las zonas de *M. persculptus*, *P. acuminatus* y *A. atavus* (Baldis *et al.*, 1984b; Peralta, 1985; Cuerda *et al.*, 1988; Peralta y Baldis, 1990; Rickards *et al.*, 1996; Lenz *et al.*, 2003; López *et al.*, 2020), asociaciones de palinomorfos de Volkheimer *et al.*, (1980), Melendi y Volkheimer (1982) y García-Muro y Rubinstein (2015), braquiópodos de la Fauna de Hirnantia (Benedetto, 1986, 1987;1990; Astini y Benedetto, 1992; Benedetto y Cocks, 2009) y formas de trilobites de la fauna Dalmanitina-Eohomalonotus (Baldis y Blasco, 1975; Peralta 1998b), y la correlación a escala mundial propuesta por Wang *et al.*, (2019) y Huang *et al.*, (2019). 195
- Figura 85.** Propuesta de reconstrucción palinspástica de los depocentros de Guandacol, Cerro del Fuerte, Cerro La Chilca y Sierra de Villicum, durante el Ordovícico Tardío temprano, sobre la base de un proceso de transcurrancia. La figura A, muestra la posición que estos depocentros podrían haber tenido durante el Sandbiano-Hirnantiano, previo al inicio de la transcurrancia (OST). La figura B, post-transcurrancia, la flecha de trazo indica la magnitud del desplazamiento relativo, entre los depocentros de Cerro La Chilca y Sierra de Villicum en coordenadas actuales. 200

- Figura 86.** Block diagrama O-E del sistema extensional de bloque fallados Las Aguaditas, Cerro La Chilca y Villicum. 1) Posible conexión entre los depocentros de Cerro La Chilca y Villicum durante el Darriwilliano, con la depositación de la Formación Gualcamayo, y las facies mixtas coetáneas de la Formación Las Chacritas. 2) Movimiento vertical diferencial de los tres bloques, la longitud de las flechas con líneas de trazo, indica la magnitud de desplazamiento y descenso relativo, siendo mayor el del bloque de Villicum, acorde con los datos estratigráficos obtenidos. Ambos estadios se consideran en el marco del modelo PCP tipo 1 (Santantonio, 1994). 201
- Figura 87.** Block diagramas del sistema PCP tipo 2 durante el Hirnantiano. 3) Basculamiento posiblemente sincrónico hacia el oeste de los bloques Cerro La Chilca y Villicum, generando cuencas tipo *perched basin* (Las Aguaditas-Las Chacritas) y semigraben asimétrico (Cerro La Chilca-Villicum). 4) Primer pulso de ascenso diferencial relativo de los bloques Cerro La Chilca y Villicum, post-TBF2. Se muestran los depósitos condensados de la base de la Formación La Chilca; litofacies A2 lag transgresivo, litofacies A3 lag fosfático y base del Miembro Salto Macho, en los bloques Las Aguaditas-Las Chacritas y Cerro La Chilca. En el bloque de Villicum, se muestra la profundización del sistema depositacional de la Formación Don Braulio, incluyendo la litofacies C, depósitos de *upwelling*. 202
- Figura 88.** Block diagrama mostrando la evolución estratigráfica desde el Llandoveryano hasta el Wenlockiano medio en los bloques Las Aguaditas y Cerro La Chilca; y hasta el Devónico Temprano en el bloque de Villicum. 5) Propuesta de modelo de tectónica tipo “yo-yo” para el Llandoveryano; se muestra el ascenso relativo del bloque de Villicum y el descenso relativamente sincrónico de los bloques Las Aguaditas-Cerro La Chilca. 6) Muestra la conexión de los bloques Las Aguaditas y Cerro La Chilca, por medio de los miembros Salto Macho y Cuarcitas Azules de la Formación La Chilca. El ascenso relativo del bloque de Villicum habría generado la erosión de los sedimentos post-Llandoveryano-Devónico Temprano, y su redepósito en la Formación Rinconada. 204
- Figura 89.** Correlación estratigráfica de la Formación La Chilca, en las secciones de Cerro La Chilca, Gualilán, Poblete Norte, Quebrada Ancha, Baños de Talacasto y Poblete Sur, con la Formación Los Bretes (sección Cerro Blanco de Pachaco) y el Miembro Inferior de la Formación Tambolar (sección Portezuelo de Tambolar). 208
- Figura 90.** Paleogeografía inferida del Ordovícico Tardío, mostrando las secciones consideradas para el estudio isotópico de la OST. (1) Dob's Linn, Escocia. (2) Röstänga, Suecia. (3) Wangjiwan (Plataforma Yangtze), Nanbazi (Provincia de Guizhou) Sur de China. (4) Isla Truro, Ártico canadiense. (5) Canadá (Modificado de Torsvik, 2009; Bergström y Goldman, 2019). 212

Figura 91. Perfil de la Formación La Chilca en la sección de Baños de Talacasto. Se muestra la correlación isotópica de esta sección con la localidad de Dob's Lin en Escocia, GSSP de la base del Silúrico (Modificado de Underwood *et al.*, 1997). La posición estratigráfica de la OST en la parte inferior del Miembro Salto Macho, se determinó a partir del registro de las zonas de *M. persculptus* y *P. acuminatus* (Cuerda *et al.*, 1988). La posición estratigráfica del evento LOME es tomada de Sial *et al.*, 2020). 213

Figura 92. Perfil de la Formación Don Braulio en su sección tipo, sierra de Villicum; se muestra la correlación isotópicas de esta sección con las localidades de Wangjiwan, Provincia de Hubei y Nanbazi, Provincia de Guizhou (Sur de China) (Luo *et al.*, 2015). La posición estratigráfica de la OST en la parte inferior del Miembro Fangolitas Ogres se determinó sobre la base de las curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y $\delta^{15}\text{N}$ de Sial *et al.*, (2017a), y el registro de palinomorfos hirnantianos. La posición estratigráfica del evento LOME es tomada de Sial *et al.*, 2020). 216

Figura 93. Cuadro bio-litoestratigráfico integrado del Hirnantiano-Rhuddaniano para la Quebrada Don Braulio en Precordillera Oriental, y las secciones de Talacasto, Gualilán y Cerro La Chilca en Precordillera Central. La relación entre las Faunas Bentónicas Transicionales (TBFs) 1-3 y las litofacies de las formaciones Don Braulio y La Chilca, permitieron reconocer cuatro pulsos transgresivos, y el paso de aguas frías a templadas en el evento postglacial Hirnantiano-Rhuddaniano. La Zona de *M. extraordinarius* y TBF3 son inferidas sobre la base de correlaciones bioestratigráficas a escala regional y global. La numeración a la izquierda del cuadro, tiene correspondencia con las etapas descritas con los block diagrams (Fig. 94 y 95). CN, contacto neto. 219

Figura 94. Diagrama de bloques para la sucesión de eventos durante el Hirnantiano inferior- medio. 1) Primer pulso, caracterizado por los depósitos de diamictitas y brecha en los depocentros de Villicum y Cerro La Chilca. 2) Segundo pulso transgresivo, evidenciado por litofacies de plataforma interna asociados a TBF1 en la Sierra de Villicum (Zona de *M. extraordinarius*), y un retardo en de la transgresión en el área de Gualilán y Talacasto, litofacies A1. 3) Avance gradual del segundo pulso transgresivo durante el Hirnantiano medio, en los depocentros de Villicum y Cerro La Chilca, asociado con TBF2, registrando el paso de aguas frías a cálidas. 4) sección condensada relacionada al tercer pulso transgresivo en el Hirnantiano medio, registrado por la superficie wRs y las litofacies A2 y A3 en las áreas de Cerro La Chilca, Gualilán y Talacasto. 5) Generación de la trampa clástica, litofacies B1, durante el tercer pulso en el Hirnantiano medio. 221

Figura 95. Diagrama de bloques (Continuación de la Figura 94) representando la sucesión de eventos durante el Hirnantiano superior y Rhuddaniano. 6) Cuarto pulso transgresivo en el Hirnantiano superior, en los depocentros de Villicum y Gualilán se habrían originado un proceso *upwelling*, mientras que en el área de Talacasto se generaron depósitos de plataforma interna asociados con TBF3 inferida. 7) Representación de la OST, registrada a la base de los depósitos de *upwelling* en la Sierra de Villicum y Gualilán, y a 60 cm de la base de la Formación La Chilca en el área de Talacasto. 8) Avance del cuarto pulso transgresivo en el área de Talacasto durante el Rhuddaniano (Zona de *P. acuminatus* y *A. atavus*). En el depocentro de Villicum se registra una somerización, litofacies B2, como resultado del ascenso relativo de bloque. 9) El continuo ascenso relativo del bloque de Villicum habría generado la erosión de los sedimentos post-Llandoveryano inferior; mientras que en Precordillera Central de registran facies regresivas, Miembro Cuarcitas Azules, resultado del descenso relativo del sistema de bloques y una disminución en el avance del nivel del mar.

223

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Abreviaturas de las localidades estudiadas.	18
Tabla 2. Principales detalles petrográficos de las oolitas y ooides presentes en las litofacies B1 y B2.	145
Tabla 3. Listado de las principales faunas de graptolitos, braquiópodos, bivalvos, trilobites y palinomorfos reconocidas en el OST de Precordillera Occidental, Central y Oriental. GI, área de Gualcamayo; CF, Cerro del Fuerte; MA, Mogotes Azules; CLH, Cerro La Chilca; T, área de Talacasto; DB, Quebrada de Don Braulio; LP, Río Los Patos.	174