



ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
SERIE B - DIDÁCTICA Y COMPLEMENTARIA N°35
ISSN 0328-2759



PUBLICACIÓN N°178 - ISSN 0328-2317

LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE LA ARGENTINA

VOLUMEN IV

SILÚRICO

CLAUDIA V. RUBINSTEIN
EDITORA

Buenos Aires - 2021

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
SERIE B DIDÁCTICA Y COMPLEMENTARIA N° 35
ISSN 0328-2759

SERVICIO GEOLOGICO MINERO ARGENTINO
Publicación N° 178
ISSN 0328-2317

LEXICO ESTRATIGRÁFICO DE LA ARGENTINA

Volumen IV

SILÚRICO

Claudia V. Rubinstein

Editor

Buenos Aires
2021

Copyright © 2021 IGRM-SEGEMAR and Asociación Geológica Argentina. All rights reserved, Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that U\$S 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have granted a photocopy licence by CCC, a separate system of payment has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/07 \$00.00+00.50.

COMITE ARGENTINO DE ESTRATIGRAFIA

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi
Vicepresidente: Dr. Carlos A. Cingolani
Secretaria: Dra. Susana E. Damborenea

Miembros: Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Ricardo Alonso, Dr. Pedro R. Gutiérrez, Dr. Federico Isla, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Roberto Martino, Lic. José L. Panza, Dr. Víctor A. Ramos, Dra. Claudia V. Rubinstein, Dr. José Salfity, Dr. Andrés Folguera (Presidente de la Asociación Geológica Argentina)

SUBCOMISION DEL SILURICO

Presidente: Dra. Claudia V. Rubinstein (Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, CONICET Mendoza)

Miembros:
Dr. Carlos A. Cingolani (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Juan A. Dahlquist (CICTERRA, CONICET, Universidad Nacional de Córdoba)
Dra. Alejandra Dalenz Farjat (XR GEOMAP)
Lic. Susana M. Devincenzi (IANIGLA, CONICET Mendoza)
Dra. Blanca A. Toro (CICTERRA, CONICET, Universidad Nacional de Córdoba)
Dr. Norberto J. Uriz (Universidad Nacional de La Plata)

Editora:

Claudia V. Rubinstein

Control editorial:

Alberto C. Riccardi (Universidad Nacional de La Plata)
Susana E. Damborenea (Universidad Nacional de La Plata)

INDICE

PROLOGO	1
LEXICO	3
REFERENCIAS	85

PROLOGO

El Léxico Estratigráfico de la Argentina debió formar parte del Léxico Estratigráfico Internacional, obra publicada por la Comisión Internacional de Estratigrafía a partir de la década del 50. Causas de diversa índole impidieron concretar tal participación, pero el material reunido comenzó a ser publicado en el año 1976 por el Servicio Geológico Nacional, en una publicación especial titulada «Léxico Estratigráfico de la República Argentina». El único volumen completado incluye unidades estratigráficas ordenadas alfabéticamente desde la «A» a la «Ch».

Posteriormente, el Comité Argentino de Estratigrafía, dependiente de la Asociación Geológica Argentina, decidió que resultaba de fundamental importancia concretar la totalidad de una obra de tanta trascendencia. Para su organización, se siguió un criterio estratigráfico, más adecuado a la estructura del Comité y cantidad de información a publicar, y de más fácil utilización por parte de especialistas.

De acuerdo a dicho criterio, el Léxico Estratigráfico de la Argentina debería incluir los siguientes volúmenes: I. Precámbrico, II. Cámbrico, III. Ordovícico, IV. Silúrico, V. Devónico, VI. Carbonífero, VII. Pérmico, VIII. Triásico, IX. Jurásico, X. Cretácico, XI. Paleógeno, XII. Neógeno, XIII. Cuaternario.

Al igual que en el Léxico Estratigráfico Internacional, se previó que el orden de edición del Léxico Estratigráfico de la Argentina no necesariamente fuera el expuesto, de forma tal que sus diferentes partes pudieran ser publicadas a medida que se completasen.

De la programación citada, en 1993 se editó el volumen IX. JURÁSICO, en 2002 el VIII. TRIASICO, en 2006 el VII PÉRMICO, en 2008 el VI CARBONÍFERO y en 2018 el XIII. CUATERNARIO. A la fecha se da a conocer otra entrega, correspondiente al SILURICO.

Todas estas publicaciones, al igual que las revisiones de los volúmenes III. Ordovícico, V. Devónico, XI. Paleógeno y XII. Neógeno, se encuentran además disponibles en Internet en los sitios de la Asociación Geológica Argentina y el SEGEMAR, con el fin de que eventuales interesados puedan enviar comentarios y/o sugerencias

COMITÉ ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA

A

ALBEMARLE (... Member; Miembro ...)Ordovícico sup. - Silúrico inf.?

(Islas Malvinas, 50°57'12,70"–52°29'05,95" lat. S y 56°57'12,70"–62°10'16,63" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. *The Geology of the Falkland Islands*. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 16.

Localidad tipo: Se reconoce como área tipo a afloramientos adyacentes a Hornby Mountains (51°43'27" lat. S y 59°45'39" long. O) y en Dolphin Cape (51°14'06" lat. S y 58°58'00" long. O), centro-este de la Isla Gran Malvina y norte de la Isla Soledad (Aldiss y Edwards, 1999).

Descripción original: "The Albemarle Member is typically composed of medium-grained quartz sandstones, often with the trace fossil Skolithos... The Albemarle Member is a newly recognised subdivision in the lower part of the Port Stephens Formation. The name is taken from 'Albemarle Station', the farm which very approximately coincides with the outcrop in the type area... The most typical lithologies in this unit are moderately to very well-sorted, medium to coarse-grained quartz arenites with rounded to well-rounded grains. Medium to coarse-grained subarkosic sandstones with rounded to subangular grains also occur. Mica is generally absent. Near Cape Meredith, the basal 30 metres or so includes some very poorly sorted subarkosic sandstones, some of which contain granules or pebbles of vein quartz. Where the Plantation Member is absent, small lenses of conglomerate occur near the base and these include pebbles and cobbles of pink quartzite and vein quartz. Pebbles occur only sporadically elsewhere in the unit. Boulders of matrix supported oligomict conglomerate (with pebbles up to five centimetres across of grey and pink quartzite and micaceous granite) found in the Fitzroy Tillite at Hill Cove might also be a basal facies. In general, the Albemarle Member sandstones are all pale grey but red-coloured (weakly ferruginous) Skolithos sandstone occurs at Cape Dolphin (although that too has been bleached to pale grey along joints). M. Hunter (oral communication, 1997) reports that red-coloured sandstones, many with Skolithos, are usual on the coast between Cape Meredith and Albemarle Station. She also reports that several thin beds of blue-grey mudstone are exposed in the same section. The common presence of ponds at the base of sandstone knolls such as Cauliflower Rocks suggests that they are underlain by impermeable horizons, perhaps well-cemented sandstones, or mudstones. The sandstones are typically thinly to thickly plane-bedded, especially in the lower parts of the sequence. Some thin tabular and trough cross-bedded sandstones do occur in places, usually in sets of 10 to 30 centimetres thickness, rarely up to one metre. Possible herring-bone cross-sets occur near Hoste Inlet House, near the top of the unit. The rare indications of palaeocurrent direction are mostly to the north-west and west-north-west but the axis of one trough cross-set was measured as N010°. Near Cape Meredith, Cingolani and Varela (1976) found a bimodal palaeocurrent distribution, with a main NNW direction and a secondary ENE direction. ..."

Espesor: Alcanza los 800 metros de potencia en el área tipo. No obstante, es posible que la secuencia esté fallada y por lo tanto su espesor podría ser menor. En Hornby Mountains en la Isla Gran Malvina, alcanzaría alrededor de 700 metros, pero aquí la base no se encuentra expuesta. En la Isla Soledad, cerca de Cape Bougainville, el espesor del Miembro Albemarle se estima próximo a los 1000 metros (Hunter y Lomas, 2003).

Relaciones estratigráficas: Es concordante en su base con el infrayacente Miembro PLANTATION (véase), en la Isla Gran Malvina, o con el Miembro LIMPET CREEK (véase), en la Isla Soledad. Cuando el Miembro PLANTATION se encuentra ausente, esta unidad descansa directamente de manera fuertemente discordante sobre el Complejo Cape Meredith. El pasaje hacia el suprayacente Miembro SOUTH HARBOUR (véase) es también concordante.

Extensión geográfica: No hay precisión sobre la extensión de la unidad.

Paleontología y edad: Esta unidad está caracterizada por la común presencia de trazas fósiles, en general *Skolithos*, en forma rara aparece *Diplocraterion* en algunos lugares, particularmente en la parte superior de la secuencia. Una de las icnoespecies ampliamente difundida corresponde al icnogénero *Heimdallia* (Bradshaw, 1981; Aldiss y Edwards, 1999). Hunter y Lomas (2003) reconocen dos conjuntos de asociaciones de icnofósiles, uno con mayor participación de *Skolithos* con menor *Rhizocorallium*, y otro constituido de ?*Heimdallia*, *Diplocraterion* y ?*Didymaulichnus*, junto con *Diplocraterion parallelum* y trazas muy similares a *Didymaulichnus lyelli*. Si bien no hay consenso sobre la edad del Miembro Albemarle, Hunter y Lomas (2003) proponen que sería equivalente a la parte inferior del Subgrupo Nardouw (parte superior del Grupo Table Mountain, Supergrupo Cape) en el sur de Sudáfrica. De esta manera, sugieren para el Miembro Albemarle una edad comprendida entre el Ordovícico Tardío-Silúrico temprano.

Observaciones: esta unidad es tentativamente correlacionable con la Formación Goudini de Sudáfrica (Broquet, 1992), basado en su posición dentro del Subgrupo Nardouw. La abundancia del icnoespecie '*Heimdallia meredithensis*' en la parte inferior de la secuencia marca un horizonte que puede ser utilizado para una correlación regional en ausencia de fósiles diagnósticos.

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Broquet (C.A.M.), 1992; Bradshaw (M.A.), 1981; Cingolani (C.A.) y Varela (R.), 1976; Hunter (M. A.) y Lomas (S.A.), 2003.

ARENISCA ESCALERA (Miembro..).....Devónico

Observaciones: Miembro superior de la Formación MENDIETA (véase) (Monaldi, 1987 inédito; Boso y Monaldi, 2008).

Según Mingramm *et al.* (1979), la Formación MENDIETA es el equivalente de la Formación ARROYO COLORADO (véase), del Silúrico superior-Devónico Inferior?, en la Sierra de Zapla. Andreis *et al.* (1982), en base quitinozoos y esporas, sugieren una posible edad Lochkoviana para el Miembro Arenisca Garrapatal, que asignan a la Formación ARROYO COLORADO. Monaldi (1987) considera que las Formaciones ARROYO COLORADO y MENDIETA serían equivalentes, sin adelantar una edad para ambas. Boso y Monaldi (2008) mantienen la nomenclatura original de Formación MENDIETA, asignándola al Devónico.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Andreis (R.), Böttcher (G.), Frigerio (M.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau, (L.), 1979; Monaldi (O.H.), 1987.

ARENISCA GARRAPATAL (Miembro..).....Silúrico sup.? - Devónico

Observaciones: El Miembro Areniscas Garrapatal de la Formación MENDIETA (véase) se interpone entre unidades pelíticas como el Miembro PELITA MORALITO (véase) y la Formación Lipeón (Monaldi, 1987 inédito; Boso y Monaldi, 2008).

Está compuesto por areniscas finas, cuarzosas, de color gris, con intercalaciones delgadas de arcilitas gris oscuras y gris verdosas.

Según Mingramm *et al.* (1979), la Formación MENDIETA es el equivalente de la Formación ARROYO COLORADO (véase), del Silúrico superior-Devónico Inferior?, en la Sierra de Zapla. Andreis *et al.* (1982), en base a una fauna de quitinozoos, sugieren una edad wenlockiana a pridoliana para el Miembro Arenisca Garrapatal, que asignan a la Formación ARROYO COLORADO (véase). Boso y Monaldi (2008) mantienen la nomenclatura original de Formación MENDIETA, asignándola al Devónico

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Andreis (R.), Böttcher (G.), Frigerio (M.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau, (L.), 1979; Monaldi (O.H.), 1987.

ARROYO COLORADO (Formación...; Estratos del...)Silúrico sup. - Devónico inf.?

(Sierra de Santa Bárbara y Sierra de Zapla, Salta y Jujuy, aprox. 23°50'–24°37' lat. S y 64°30'–65° long. O)

PADULA (E.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.R.), CRIADO ROQUE (P.), FLORES (M.A.), y BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 169, 174.

Localidad tipo: Arroyo Colorado, Sierra de Santa Bárbara.

Descripción original: “Hagermann (1932) gave the name “Arroyo Colorado Strata” or “Bancos Zs” to massive sandstones of Devonian age in the Sierra de Santa Bárbara in Salta and Jujuy...YPF ranks them as a formation, the Arroyo Colorado Formation (n. nov.)... Light-grey, whitish, pink and mauve, fine-grained, silicified, orthoquartzitic, well stratified, partially massive sandstones built up this unit. Occasionally small lenses of conglomeradic quartz appear within the middle third of the section. No fossils have been reported. Correlation with similar beds cropping out across the San Francisco valley ...allows the assignment of this formation to the Lower Devonian”

Espesor: Según Monaldi (1987), en el Arroyo La Escalera presenta un espesor total de 332,50 m y en el Arroyo Garrapatal de 329 m. En el Arroyo Cachipunco alcanza un espesor de 450 m (Arias *et al.*, 1980).

Relaciones estratigráficas: Según Monaldi (1987) esta formación se distribuye en ambos flancos del anticlinal de Zapla. La relación basal de la Fm. Arroyo Colorado es, según este autor, de concordancia sobre la infrayacente Formación LIPEÓN (véase), y de tipo transicional por alternancia litológica en mediano intervalo. La relación de techo es de más fácil ubicación. En el Arroyo Garrapatal, por encima de la Formación Arroyo Colorado, se advierte una clara discordancia erosiva sin angularidad manifiesta (al menos local), sobre la cual yace una caliza arenosa gruesa, amarillenta a rosada, con clastos del Devónico, perteneciente a la Formación Yacoraite (Cretácico). En otras áreas infrayace en suave discordancia angular a la Formación La Yesera, del Cretácico (Arias *et al.*, 1980). Para algunos autores infrayace a la Formación Mendieta (Grahm y Gutiérrez, 2001). Aunque no se precisa la edad de la Formación Arroyo Colorado, Monaldi (1987) menciona la posibilidad de correlacionarla con la Formación Mendieta (Devónico). De verificarse las edades silúricas de niveles estudiados por Andreis *et al.* (1982), la Formación Arroyo Colorado podría ser un equivalente parcial, clástico y proximal, de la Formación LIPEÓN.

Extensión geográfica: Sierra de Santa Bárbara en Salta y Jujuy y Sierra de Zapla en Jujuy. En Santa Bárbara, en la Sierras de Cachipunco y del Centinela.

Paleontología y edad: Si bien existen algunas referencias de fauna bentónica colectada en niveles inferiores y medios de la Formación Arroyo Colorado de la Sierra de Zapla, no se tiene aún un modelo cronoestratigráfico de esta unidad. Andreis *et al.* (1982) reportan quitinozoarios wenlockianos a ludlovianos tardíos, además de braquiópodos y gastrópodos de dudosa asignación reportados por Monaldi (1987). Menciones más antiguas, como las de Feruglio (1929, 1931), Padula *et al.* (1967), Mingramm y Russo (1972), Oliver Gascón (1975), Mingramm *et al.* (1979) y Boso *et al.* (1983), tienen una tendencia a considerar a la Formación Arroyo Colorado como del Devónico Inferior, más precisamente del Siegeniano – Emsiano.

La parte superior de la Formación Arroyo Colorado corresponde a las formaciones Tarabuco o Catavi en Bolivia. En ambas el límite Siluro-Devónico está probablemente situado en su parte superior. De ser así, la unidad sería probablemente de edad Pridoliana tardía (Grahm y Gutiérrez, 2001).

(A. DALENZ FARJAT y C. V. RUBINSTEIN)

Referencias: Andreis (R.), Böttcher (G.), Frigerio (M.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Arias (J.A.), Chabale (E.), Moreno Espeleta (C.) y Chavez (A.), 1980; Boso (M.A.), Monaldi (C.R.) y Salfity (J.A.), 1983; Feruglio (E.), 1929, 1931; Grahn (Y.) y Gutiérrez (P.R.), 2001; Hagermann (T.), 1932; Mingramm (A.) y Russo (A.), 1972; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau (L.), 1979; Monaldi (O.H.), 1987; Oliver Gascón (J.), 1975; Padula (E.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.R.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967.

ATAVOGRAPTUS ATAVUS (... Zone; Zona de ...)..... Rhuddaniano inf.

(Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°-32° lat. S y 69° long. O)

CUERDA (A.J.), RICKARDS (R.B.) y CINGOLANI (C.), 1988. A new Ordovician-Silurian boundary section in San Juan Province, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 145: 749-757.

Descripción: De acuerdo a Cuerda *et al.* (1988) *Lagarograptus praeacinaces* Cuerda *et al.* y *Talacastograptus leanzai* Cuerda *et al.* caracterizan la posible Zona de *A. atavus* en el área de Talacasto.

Edad: Dichos autores asignaron una edad silúrica temprana a los niveles de la Formación LA CHILCA (véase), portadores de esta asociación de graptolitos. Subsecuentemente, Rickards *et al.* (1996) y Rubinstein y Brussa (1999) acotaron la misma a rhuddaniana temprana.

Observaciones: La presencia de esta zona en la Precordillera Central fue confirmada más tarde en otras secciones correspondientes a la Formación La Chilca del Cerro del Fuerte, donde Rickards *et al.* (1996) describen la especie guía.

(B. TORO)

Referencias: Cuerda (A.J.), Rickards (R.B.) y Cingolani (C.), 1988; Rickards (B.), Brussa (E.), Toro (B.) y Ortega (G.), 1996; Rubinstein (C.V.) y Brussa (E.D.), 1999.

C

CABURÉ (Formación...).....Pridoliano - Pragiano inf.

(Planicie Chaco-Salteña, este Prov. Salta; Planicie Chaco-Pampeana, Prov. Santiago del Estero, aprox. 26° 20' lat. S y 63° 20' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.R.), CRIADO ROQUE (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceeding 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozo SE. EC. x-1, provincia de Santiago del Estero (26° 20' lat. S y 63° 20' long. O) (Padula *et al.*, 1967; Antonelli y Ottone, 2006).

Descripción original: "The Caburé Formation (n. nov.) [defined in subsurface] is formed of whitish-grey, fine grained, hard, silicified orthoquartzitic sandstones."

Espesor: Varía entre 418 - 500 m (Chebli *et al.*, 1999; Antonelli y Ottone, 2006; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Relaciones estratigráficas: En Santiago del Estero y en el este de Salta, en el Pozo Puesto El Tigre x-1, la Formación subyace a las lutitas de la Formación Rincón y por debajo de la misma se encuentra la Formación COPO (véase).

Extensión geográfica: La Formación Caburé es reconocida tanto en el subsuelo del Chaco-Salteño, al este de la provincia de Salta, como en la Planicie Chaco-Pampeana, en la provincia de Santiago del Estero (Padula *et al.*, 1967; Antonelli y Ottone, 2006; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Paleontología y edad: Padula *et al.* (1967) citan los mismos restos fósiles para las formaciones Rincón, Caburé y la parte alta de COPO (véase) y le dan al conjunto una edad devónica temprana. Más tarde, diversos autores refirieron la Formación al Emsiano (véase Antonelli y Ottone, 2006). Sin embargo, una asociación de quitinozoos registrada en la parte baja de la Formación, en el pozo Caburé x-1, incluyendo especies como *Fungochitina kosovensis?*, *Angochitina* aff. *A. filosa*, *Ancyrochitina* sp. y *Clathrochitina* sp. A. sugieren una edad pridoliana (Grahn, 2003). Milani y Zalán (1999) comparan a esta unidad con el tope de la Formación Furnas, en la Cuenca Paraná. Formación datada palinológicamente no más antigua que lochkoviana y no más joven que pragiana temprana (Loboziak *et al.*, 1995). Esta última asignación está de acuerdo con Noetinger y di Pasquo (2013) quienes presentaron una asociación de esporas, microplancton y quitinozoarios, pertenecientes a la Formación Caburé en un rango etario que va del Lochkoviano tardío al Pragiano temprano. Fernández Garrasino y Cerdán (1981) la correlaciona con la Formación Santa Rosa.

Observaciones: Fernández Garrasino y Cerdán (1981) en realidad correlacionan a la Formación Santa Rosa con la Formación Caburé y con las areniscas de la Formación Michicola. Sin embargo, las areniscas de esta última tienen una edad más joven que la propuesta para las anteriores, razón por la cual la Formación Michicola no es correlacionable con la Formación Caburé ni con Santa Rosa.

(S. NOETINGER)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza (G.) y Garcia (G.), 1999; Antonelli (J.) y Ottone (E.G.), 2006; Chebli (G.A.), Mozetic (M.E.), Rosello (E.A.) y Buhler (M.), 1999; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Fernández Garrasino (C.A.) y Cerdán (J.A.), 1981; Grahn (Y.), 2003; Grahn (Y.) y Gutierrez (P.R.), 2001; Loboziak (S.), Melo (J.H.G.), Steemans (P.) y Barrilari (I.), 1995; Milani (E.J.) y Zalán (P.V.), 1999; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau (L.), 1979; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2013; Padula (E.), Roller (E.O.), Mingramm (A.R.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Vistalli (M.C.), 1999; Wolfart (R.), 1967.

CACHIPUNCO (Formación...; ...Shales).....Llandoveryano sup. - Pridoliano inf.

(Sierra de Santa Bárbara, Prov. Jujuy, aprox. 23°50'–24°37' lat. S y 64°30' long. O)

PADULA (E.), ROLLER (E.O.), MINGRAMM (A.R.), CRIADO ROQUE (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceeding 2*, p. 170, 174.

Localidad tipo: Sierra de Cachipunco en la Sierra de Santa Bárbara.

Descripción original: "Hagermann (1932) gave the name 'Cachipunco Shales' to laminar, slaty, dark grey shales with alternating greenish-grey laminated or graded greywackes, which crop out in a creek of that name at the Sierra Santa Bárbara... The unit is sufficiently extensive to be considered a formation, the Cachipunco Formation (n. nov.)...The shales are partially fissile and bituminous. Coaly matter content has been reported as high as 1¹/₂%. No fossils have been found. It rests on the Zapla Formation of definite Wenlockian age (Schlagintweit, 1938), Nieniewski & Wleklinski (1950). Hence the Cachipunco ranges from Mid-Silurian to probably Lower Devonian"

Descripción: Arias *et al.* (1980) señalan que la Formación Cachipunco esta constituida por lutitas gris oscuras que alternan con areniscas cuarcíticas de grano fino a mediano, de colores gris verdosos, con abundantes láminas de mica. En las proximidades de la quebrada del Árbol, sólo registran la presencia de dos bancos de vulcanitas intercalados, a las que clasifican como lamprófiro y en base a su asociación mineralógica como Ouachita. Grahn y Gutierrez (2001) describen la unidad como lutitas gris oscuras con intercalaciones de grauvacas verdosas a grises, que pueden presentar tramos muy bioturbados y concreciones ferruginosas.

Espesor: En el Arroyo Colorado de la Sierra de Santa Bárbara alcanza los 108 m de espesor, en tanto que en el Angosto Los Pereyras llega a 237 m (Grahn y Gutierrez, 2001) y en el Arroyo Cachipunco a 450 m (Boso y Monaldi, 2008).

Relaciones estratigráficas: En la Sierra de Santa Bárbara descansa sobre las diamictitas de la Formación ZAPLA (véase). La Formación ARROYO COLORADO (véase) sobreyace en forma concordante y transicional a la Formación Cachipunco (Boso y Monaldi, 2008).

Extensión geográfica: Está circunscripta a la Sierra de Santa Bárbara, Centinela y Cachipunco, al este de Jujuy.

Paleontología y edad: Grahn y Gutierrez (2001) describen una asociación de quitinozoos en el Angosto Los Pereyras, con edades del Llandoveryano medio a tardío en la parte basal. En la parte media de la formación registran *Angochitina echinata* Eisenack; *Rhabdochitina conocephala?* Eisenack y *Ancyrochitina* sp. gr. *ancyrea* (Eisenack) que indican una edad ludloviana. En la parte superior de la formación estos autores encuentran *Desmochitina corinnae* Jaglin, del Pridoliano inferior.

Observaciones: Antelo (1978) y Boso y Monaldi (2008) consideran a la Formación Cachipunco, aflorante en las sierras de Santa Bárbara, Cachipunco y Centinela, como un equivalente local de la Formación LIPEÓN (véase). La Formación Lipeón y las unidades equivalentes (Cachipunco y UNCHIMÉ: véase) contienen horizontes o mantos de rocas sedimentarias con alta concentración en minerales de hierro. Estos mantos ferríferos se encuentran presentes en casi todas las serranías donde afloran las formaciones mencionadas (Boso y Monaldi, 2008).

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Antelo (B.), 1978; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Grahn (Y.) y Gutierrez (P.R.), 2001; Padula (E.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.R.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967.

CALINGASTA (Formación...).....**Silúrico?**

(*Precordillera Occidental, Prov. San Juan, aprox. 31°20'–32° lat. S y 69°12'–69°20' long. O*)

HARRINGTON (H.J.) y LEANZA (A.F.), 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. Kansas University, Special Publication, 1, p. 21.

Localidad tipo: Exhibe su estrato-tipo en la localidad homónima (Baldis y Peralta, 1999).

Descripción original: "Dark green and dark chloritic and sericitic phyllites, calcareous in places, alternating with dark grayish-green graywackes; the calcareous beds may contain up to 50% per cent calcite (exposed at the summit of Cerro Hilario) [parte superior]. 2. Thinly bedded, light green and bright purple slaty shales whit glossy sheen, containing scarce intercalations of papery, thinly laminated brownish slaty shales and cone-in -cone structures; base formed of 4 m. thick light brown to cream-colored fine grained conglomerate [parte inferior]These beds are especially well developed near Calingasta "

Descripción: Presenta arreglo estrato-grano creciente, tal como las restantes unidades silúricas precordilleranas. Se inicia con una sucesión de pelitas verdes y moradas que gradualmente incorporan finas intercalaciones de bancos arenosos con gradación normal, marcas subestratales de corrientes y escasas trazas fósiles, las que predominan en el tope de las capas o bien en los intervalos pelíticos bioturbados. El ambiente de sedimentación es marino, y en base a las características señaladas, fue interpretada como el equivalente distal del Silúrico de la Precordillera Central (Baldis y Peralta, 1999).

Espesor: Harrington y Leanza (1957) le asignan un espesor aproximado de 200 m en Cerro Hilario.

Relaciones estratigráficas: Su base está en contacto tectónico con depósitos ordovícicos de la Formación Alcaparrosa y se encuentra cubierta, en discordancia erosiva y angular, por depósitos carboníferos, desconociéndose su relación primaria con los depósitos de la Formación LA TINA (véase) y unidades devónicas del área (Baldis y Peralta, 1999).

Extensión geográfica: Aflora al este de la localidad de Calingasta, desde el río San Juan hasta la pampa de Yalguaraz en la provincia de Mendoza, en asomos discontinuos localizados en las cercanías de la villa La Isla, en la quebrada del Carrizalito, al norte de la Ciénaga del Medio (Barredo, 2004)

Paleontología y edad: Harrington y Leanza (1957) la asignaron al Ordovícico (Caradociano). Posteriormente, Furque y Cuerda (1979) sugieren una edad ludloviana en base al registro de *Tropidoleptus* sp. y *Clarkeia* sp.

Observaciones: La edad silúrica no ha sido confirmada hasta el presente, siendo posible una edad ordovícica para la Formación Calingasta, así como para las formaciones LA TINA y Don Polo (Baldis y Peralta, 1999).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Barredo (S.P), 2004; Furque (G.) y Cuerda (J.), 1979; Harrington (H.J.) y Leanza (A.F.), 1957.

CANOTIANA (Formación...).....**Silúrico sup.**

(*Precordillera de Mendoza*, aprox. 32°50'–32°52' lat. S y 69°01'–69°03' long. O)

RUSCONI (C.), 1950. Notas sobre faunas paleozoicas de Mendoza. *Sociedad Científica Argentina, Anales*, 149, p. 169.

RUSCONI (C.), 1950. Nuevos trilobites y otros organismos del Cámbrico de Canota. *Revista del Museo Historia Natural*, 4: 86.

Localidad y sección tipo: Los depósitos de esta unidad afloran al oeste de la estancia de San Isidro, Precordillera de Mendoza.

Observaciones: Cuerda *et al.*, 1988, mencionan que Rusconi (1950a) utilizó la denominación de “*Formación Canotiana*” para designar a pelitas y grauvacas gris verdosas o con tintes azulinos que afloran en la región de San Isidro, Precordillera de Mendoza. Rusconi (1950b) definió el “*horizonte canotense*” como uno de los horizontes típicos de la Formación Canotiana, constituido por esquistos pizarrosos (grauvacas) de coloración verdosa plomiza oscura con tintes azulinos, que contienen mica cloritizada, al que asignó una edad silúrica tardía.

Status nomenclatural: Entidad no válida, que no ha sido mencionada después de su creación y que correspondería parcialmente a la Formación CANOTA (Devónico), en el concepto de Cuerda *et al.*, 1988.

(M.S. BERESI)

Referencias: Cuerda (A.J.), Rickards (R.) y Cingolani, (C.), 1988; Rusconi (C.), 1950a, 1950b.

CERRO COLORADO (Granito...).....Cámbrico inf.

(Cerro Colorado, Sierras Australes Prov. Buenos Aires, aprox. 38°04' lat. S y 62°32' long. O)

Observaciones: Las Sierras Australes o Sierra de la Ventana configuran una estructura plegada de dirección noroeste-sudeste formada por una secuencia paleozoica fundamentalmente cuarcítica y escasos asomos, especialmente de granitos, que forman parte del basamento cristalino de las Sierras Australes y como tales asignados al Precámbrico o a la parte baja del Paleozoico inferior (Harrington, 1947, 1970, en Varela *et al.*, 1985). Cingolani y Varela (1973) reportaron en la zona del cerro Colorado dos tipos de roca; un granito de grano grueso y de tono rosado-rojizo y otro de grano fino que corresponde a granitos granofíricos y granofiros, mencionando que dataciones preliminares rubidio-estroncio arrojaron edades entre 427 ± 58 y 392 ± 33 Ma con un promedio de 407 ± 21 Ma que corresponderían al Silúrico tardío-Devónico. Varela *et al.* (1990) mencionaron que análisis isotópicos realizados durante las décadas de 1960-1970 asignaron una edad precámbrica para algunas de las rocas graníticas de las Sierras Australes y como tal formando parte del zócalo, pero para otras plutonitas acusaron edades paleozoicas y mesozoicas basales, resaltando la dificultad en la interpretación de las edades isotópicas obtenidas, debido a la falta de un control estratigráfico y a la compleja historia estructural de la zona. Para los granitos leucocráticos del Cerro Colorado, estos autores obtuvieron una edad Rb/Sr de 487 ± 15 Ma con una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7092 \pm 0,0141$. Massabie *et al.* (1999), a partir de la presencia de rocas ígneas más antiguas como las de Aguas Blancas, interpretaron que el Granito Cerro Colorado está asociado a un emplazamiento sintectónico en las sedimentitas de la Formación MASCOTA (véase), del Grupo CURAMALAL (véase), durante la orogenia Cháfnica. Dimieri *et al.* (2005) a partir de los análisis isotópicos realizados sobre las rocas del basamento mediante los métodos K-Ar y Rb-Sr, puso en debate la edad de las mismas y los modelos estratigráficos propuestos. Dataciones posteriores realizadas por el método U-Pb SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) indicaron que las edades paleozoicas < 500 Ma obtenidas del basamento, resultarían del rejuvenecimiento producido a partir de los fenómenos de deformación que generaron la apertura parcial de los sistemas K-Ar y Rb-Sr. La edad obtenida a través del uso de este método en el Granito Cerro Colorado fue de $531,1 \pm 4,1$ Ma, por lo tanto, asociado al magmatismo intrusivo del Cámbrico temprano (Rapela *et al.*, 2003, Rapela y Kostadinoff, 2005).

(S.M. DEVINCENZI)

Referencias: Cingolani (C.) y Varela (R.), 1973; Dimieri (L.), Delpino (S.) y Turienzo (M.), 2005; Harrington (H.J.), 1947, 1970; Massabie (A.C.), Rossello (E.A.), Linares (E.), Párica (C.) y Powell (C.A.), 1999; Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Fanning (C.M.) y Grecco (L.E.), 2003; Rapela (C.W.) y Kostadinoff (J.), 2005; Varela (R.), Dalla Salda (L.H.) y Cingolani (C.), 1985; Varela (R.), Cingolani (C.) y Dalla Salda (L.H.), 1990.

CHEPES (Tonalita...; Granodiorita de...; Formación...).....Ordovícico Inf. - medio

(Prov. La Rioja; aprox. 30°08' -31°55' lat. S y 66°56' -66°13' long. O).

CAMINOS (R.), 1972. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: Leanza (A.F.) (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1, p. 53.

Observaciones: Furque (1968) describe las rocas graníticas (tonalitas y granodioritas), que forman las sierras de Los Llanos, Malanzán, Chepes y Ulapes, considerándolas tonalitas

migmáticas. Es Caminos (1972) quien usa el nombre Formación Chepes para estas rocas, distinguiendo tres facies mapeables dentro la Formación Chepes: (a) Facies Normal, (b) Facies Migmática y (c) Facies Porfiroidea (Caminos, 1972, p. 53).

Si bien algunos autores han asignado edades siluro-devónicas (González y Toselli, 1974), actualmente es considerada de edad ordovícica, entre 483-478 Ma (Dahlquist *et al.*, 2008). Las edades asignadas al Silúrico-Devónico muy probablemente están reflejando edades de enfriamiento registradas por el sistema isotópico K/Ar (edades referidas más abajo), o bien el sistema isotópico fue homogeneizado (o parcialmente perturbado) durante la deformación dúctil post-cristalización (que condujo a la formación de importantes fajas de milonitas), fechada en 452-459 Ma (edad Ar/Ar en muscovita, Sims *et al.*, 1998). Un ejemplo es la tonalita de Olpas en la sierra de Chepes, con una edad establecida en 441 ± 23 Ma usando K/Ar sobre biotita-roca total (González y Toselli, 1974). Esta tonalita es asignable a la unidad Granodiorita Chepes de Dahlquist *et al.* (2005, 2008), la cual posee edades SHRIMP U-Pb en circón que están acotadas entre los 483-478 Ma (Sims *et al.*, 1998; Pankhurst *et al.*, 2000). Lo mismo ocurre con otras rocas de las sierras de Chepes y Los Llanos datadas con el mismo método (K/Ar sobre biotita-roca total), como por ejemplo la tonalita de Chelcos, 381 ± 20 Ma o el granito de Tama, 376 ± 9 Ma (González y Toselli, 1974).

Un "caso testigo" es la granodiorita de Villa Casana, en sierra de Chepes, que tiene una edad SHRIMP U-Pb en circón de 486 ± 7 Ma (Sims *et al.*, 1998) y 485 ± 7 Ma (Stuart-Smith *et al.*, 1999), mientras que la edad K/Ar produce una edad de 440 ± 7 Ma (González y Toselli, 1974).

(J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Caminos (R.), 1972; Dahlquist (J.A.), Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Baldo (E.), Saavedra (J.) y Alasino (P.H.), 2005b; Dahlquist (J.A.), Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Galindo (C.), Alasino (P.), Fanning, (C.M.), Saavedra (J.) y Baldo (E.), 2008; Furque (G.), 1968; González (R.R.) y Toselli (A.J.), 1974; Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.) y Fanning (C.M.), 2000; Sims (J.), Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow (R.), Stuart-Smith (P.), 1998; Stuart-Smith (P.), Miró (R.), Sims (J.P.), Pieters (P.E.), Lyons (P.), Camacho (A.), Skirrow (R.G.) y Black (L.P.), 1999.

CINCO PICACHOS (Supersecuencia...).....Llandoveriano - Pragiano

(Sierras Subandinas occidentales y este de la Cordillera Oriental, Jujuy/Salta, aprox. 22° – 23° lat. S y $65^{\circ}00'$ – $64^{\circ}30'$ long. O)

STARCK (D.), GALLARDO (E.) y SCHULZ (A.), 1993. The Pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. *12^o International Congress of Carboniferous-Permian* (Buenos Aires 1991), *Comptes Rendus 2*, p. 375.

Localidad tipo: Según Starck *et al.* (1992) la Supersecuencia Cinco Picachos aflora a lo largo de la Sierra de Cinco Picachos.

Descripción original: "This is a thick upward-coarsening cycle (between 1500 and 2100 meters thick), which includes the Zapla, Lipeón, Baritú and Porongal Formations named after outcrops developed in northern Argentina. In the subsurface it is known as Kirusillas and Santa Rosa Formations (after Acevedo, 1986); this nomenclature was taken from that used in Bolivia."

Descripción: Corresponde a un espeso ciclo granocreciente que involucra a las formaciones ZAPLA (véase), Baritú (Devónico) y Porongal (Devónico), aflorantes en la zona de transición entre las Sierras Subandinas y la Cordillera Oriental (Sierra de Cinco Picachos) y en esta última provincia geológica. Otra particularidad de esta supersecuencia es que presenta un intervalo psefítico basal (Formación Zapla) sobre el que se superpone el resto de la supersecuencia. La Supersecuencia Cinco Picachos está compuesta, de base a techo, principalmente por diamictitas de la Formación Zapla (facies C2) masivas, toscamente estratificadas, con bloques dispersos (de cuarzo, cuarcitas, granitos, etc.). Estos en ocasiones pueden alcanzar hasta 1 m de tamaño, como en el Río Lipeo (Antelo, 1978). Hacia el techo, en los perfiles de Mecoyita y Santa Ana, la unidad en cuestión se torna más estratificada. También

comienzan a aparecer los nódulos ferruginosos que son más característicos de la unidad que se le sobrepone. Esta formación está ausente en la zona de Caspalá - Abra de Zenta. Sobre la Formación Zapla y en contacto neto continúa el resto de la supersecuencia, en términos generales granocreciente y representada por las formaciones LIPEÓN (véase), Baritú y Porongal. Estas unidades litoestratigráficas están compuestas a grandes rasgos por la asociación de facies de plataforma distal la primera, por las asociaciones de facies de plataforma proximal y costera la segunda y por la asociación de facies continental y mixta la Formación Porongal. Estas variaciones demuestran el carácter diacrónico de los límites formacionales de las unidades que conforman esta supersecuencia, coincidentes con la tendencia progradante de la misma. Esta tendencia progradante probablemente está dada por un apilamiento de secuencias deposicionales cada vez más proximales. Por las razones ya expuestas, estas secuencias deposicionales no pudieron definirse. Las proporciones entre los palinomorfos marinos y continentales, determinados en muestras de esta supersecuencia, confirman la continentalización de la misma y su arreglo general progradante (Starck, 1995).

Según Astini (2003) la Supersecuencia Cinco Picachos registra la inundación de todo el sistema debido a la transgresión posglacial, a partir del Silúrico. Esta se inicia con un cortejo transgresivo representado por la Formación Lipeón. Por lo tanto, la Formación Zapla queda excluida de esta supersecuencia.

Espesor: Starck *et al.* (1993a) consideran que supera los 1500 m en la Sierra de Cinco Picachos, alcanzando los 2000 metros.

Relaciones estratigráficas: Suprayace a la Formación Zapla registrando la inundación relacionada a la transgresión posglacial (Astini y Marego, 2006). El techo está marcado por una importante discontinuidad estratigráfica que corresponde a la superficie de inundación que señala el comienzo de la Supersecuencia Las Pavas (Starck *et al.*, 1993a).

Extensión geográfica: A lo largo de la Sierra Cinco Picachos, fue reconocida en distintas localidades como en el Río Pescado, en las cercanías de Santa Ana y en Mecoyita. Asimismo, se reconoce en la zona de Caspalá-Abra de Zenta, parte oriental de la Cordillera Oriental, en las Sierras de Zapla y Calilegua, Sierras Subandinas más occidentales en territorio argentino (Padula *et al.*, 1967; Turner, 1972; Vistalli, 1989; Starck *et al.*, 1993a) y en el Sistema de Santa Bárbara.

Paleontología y edad: Véanse formaciones ZAPLA, LIPEÓN.

Observaciones: En subsuelo está conformada por la Formación Kirusillas (Bolivia) y Santa Rosa (*sensu* Acevedo, 1986), nomenclatura tomada de la utilizada en Bolivia.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Acevedo (O.M.), 1986; Antelo (B.), 1978; Astini (R.A.), 2003; Astini (R.A.) y Marengo (L.), 2006; Padula (E.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.R.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Starck (D.), 1995; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1992, 1993 a, 1993b; Turner (J.C.), 1972; Vistalli (C.), 1989.

COLOHUINCUL (Formación...; Complejo...).....Precámbrico sup.? - Devónico

(Cordillera Norpatagónica, aprox. 39°–42° lat. S y 71°–72° long. O)

TURNER (J.C.), 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Neuquén). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 44, p. 8-11.

Observaciones: Turner (1965a, 1965b, 1973) denomina Formación Colohuincul al basamento cristalino formado por metamorfitas que constituyen afloramientos reducidos en la Cordillera Norpatagónica, en los alrededores de Aluminé, Junín de los Andes, San Martín de los Andes y Bariloche y les asigna en forma tentativa una edad precámbrica y/o paleozoica. Dalla Salda *et al.* (1991a), en la región de San Martín de los Andes, estudian este conjunto y proponen la denominación de Complejo Colohuincul en lugar de Formación Colohuincul, ya

que consideran que se trata de una unidad metamórfica en la cual se encuentran asociadas rocas de variada composición, caracterizada por una estructura compleja. Mencionan además que Turner (1965a) ya indicaba que se trataría de un complejo y que por lo tanto el cambio de rango dentro de las unidades litoestratigráficas no implica redefinición de sus límites ni la alteración del topónimo. Digregorio y Uliana (1980) asimilan estas rocas al basamento ígneo-metamórfico del sector extraandino que corresponde a la Formación Cushamen (Devónico?-pre Triásico Superior?), definida por Volkheimer (1964) y a la Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana, 1977). González Bonorino (1979) correlaciona la Formación Colohuincul con la Formación Panguipulli de Chile, por lo que sugiere una edad pre-carbonífera. González Díaz (1982) a partir de relaciones estratigráficas infiere una edad precámbrica tardía o paleozoica temprana. Resultados preliminares obtenidos a partir de una isocrona Rb/Sr sobre roca total para esquistos y gneises de afloramientos de la Formación Colohuincul, del extremo sudoccidental del Lago Curruhué Grande, indican una edad de 714 ± 10 Ma (Parica, 1986), en tanto que Dalla Salda *et al.* (1991a) informaron una edad radimétrica Rb/Sr sobre roca total de 860 ± 30 Ma para los afloramientos del Complejo Colohuincul ubicados en las cercanías de San Martín de los Andes y asociados al principal evento metamórfico; mientras que para la zona de Bariloche también se obtuvo una edad Rb/Sr de 727 ± 48 Ma (Dalla Salda *et al.*, 1991b). Sin embargo, dataciones más recientes revelan edades más modernas que corresponden al Paleozoico. Una edad radimétrica Rb/Sr de 368 ± 9 Ma sobre roca total en migmatitas de San Martín de los Andes fue informada por Lucassen *et al.* (2004), en coincidencia con valores K/Ar obtenidos en migmatitas provenientes de las cercanías al lago Lolog que señalan una edad de 370 ± 8 Ma (Varela *et al.*, 2005). A partir de una isócrona U-Pb sobre un gneis ubicado en los alrededores del Lago Lacar se obtuvo una edad de $393 \pm 3,3$ Ma (Godoy *et al.*, 2008). Por último, Ecosteguy y Franchi (2010) mencionan que la variabilidad de los resultados obtenidos (Precámbrico tardío-Devónico) indica que en la actualidad no es posible asignar fehacientemente una antigüedad a este complejo.

La faja ígnea metamórfica del Complejo Colohuincul y los granitoides asociados según Dalla Salda *et al.* (1992a, 1992b) pueden representar un remanente de la corteza proterozoica de edad Grenville intruida durante el Proterozoico tardío-Cámbrico.

(S.M. DEVINCENZI)

Referencias: Dalla Salda (L.), Cingolani (C.) y Varela (R.), 1991a, 1991b, 1992a; Dalla Salda (L.), Dalziel (I.), Cingolani (C.) y Varela (R.), 1992b; Dalla Salda (L.), Varela (R.) y Cingolani (C.), 1999; Digregorio (J.H.) y Uliana (M.A.), 1980; Ecosteguy (L.) y Franchi (M.), 2010; Gargiulo (M.F.), 2005, 2006; Giacossa (R.) y Márquez (M.), 1999; Godoy (E.), Francisco (H.) y Fanning (M.), 2008; González Bonorino (F.), 1970, 1979; González Díaz (E.F.), 1982; Lizuain (A.), 1999; Lucassen (F.), Trumbull (R.), Franz, (G.), Creixell (C.), Vásquez (P.), Romer (R.L.) y Figueroa (O.), 2004; Parica (C.) 1986; Ravazzoli (I.) y Sesana (F.), 1977; Turner (J.C.), 1965a, 1965b, 1973; Varela (R.), Basei (M.), Cingolani (C.), Siga Jr.(O.) y Passarelli (C.R.), 2005; Volkheimer (W.), 1964.

COPO (Formación...)-Wenlockiano sup. - Lochkoviano sup.

(Planicie Chaco-Salteña, este de la Prov. Salta; Planicie Chaco-Pampeana, Prov. Santiago del Estero, aprox. $26^{\circ} 20'$ lat. S y $63^{\circ} 20'$ long. O)

PADULA (E.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.R.), CRIADO ROQUE (P.), FLORES (M.A.) y BALDIS (B.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozo SE. EC. x-1, Prov. Santiago del Estero (lat. $26^{\circ}20'$ S y long. $63^{\circ}20'$ O) (Padula *et al.*, 1967; Russo *et al.*, 1979).

Descripción original: "The Copo Formation (n. nov.) [defined in subsurface] consists of dark grey to black, fissile, bituminous shales, which are fossiliferous in the upper half."

Descripción: La formación está constituida por arcilitas gris oscuras a verdosas, piritíferas, finamente laminadas. En la parte superior intercala delgados niveles de limolitas y

areniscas cuarcíticas silicificadas, grises y oscuras. Lateralmente y en dirección al borde sudoriental del campo geosinclinal hay un pasaje a limolitas gruesas y areniscas cuarcíticas finas (Cuerda y Baldis, 1971; Pöthe de Baldis, 1971, 1974; Russo *et al.*, 1979; Aceñolaza *et al.*, 1999).

Espesor: Su espesor varía entre 200 y 350 m (ver Pöthe de Baldis, 1971, 1974; Russo *et al.*, 1979; Grahn, 2003; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Relaciones estratigráficas: En Santiago del Estero, en el Pozo Arbol Blanco y El Caburé, la Formación suprayace a la formación ZAPLA (véase). En el primer Pozo está cubierta por sedimentitas permo-carboníferas, mientras que la formación CABURÉ (véase) la tapiza, en concordancia, tanto en el Pozo El Caburé como en el Pozo Puesto El Tigre x-1, en el este de Salta (Padula *et al.*, 1967; Russo *et al.*, 1979; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Extensión geográfica: Es reconocida tanto en el subsuelo del Chaco-Salteño, al este de la provincia de Salta, como en la Planicie Chaco-Pampeana, en la provincia de Santiago del Estero (Padula *et al.*, 1967; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Paleontología y edad: El microplancton estudiado por Pöthe de Baldis (1971) en el Pozo Árbol Blanco sugiere una edad ludloviana, para la sección inferior de la formación. Rubinstein (1995) cita ocho especies endémicas para la misma y propone una edad algo más antigua para la asociación (Wenlockiano tardío). La formación aparece completa en el Pozo El Caburé, donde la sección superior de la unidad cuenta con las especies *Metacryphaeus* sp. y *Australocoelia tourteloti* entre otros restos de invertebrados que sugieren una edad devónica temprana (Cuerda y Baldis, 1971; Russo *et al.*, 1979). Grahn (2003) describe una asociación de quitinozoos, en la parte alta de la formación, de este mismo pozo, con especies diagnósticas como *Angochitina* sp., *Fungochitina kosovensis?* Paris y Kriz, *Angochitina* aff. *A. filosa* Eisenack, *Ancyrochitina* n. sp. A, *Plectochitina?* sp., *Ancyrochitina* sp. y *Cingulochitina* aff. *C. serrata* (Taugourdeau y de Jekhowsky), las cuales indicarían una edad ludloviana a pridoliana temprana (Grahn, 2003, 2006 p. 519, fig. 8). Este rango etario se corresponde con la Formación Kirusillas en Bolivia y parcialmente con la Formación Lipeón en Argentina (ver Cuerda y Baldis, 1971; Grahn, 2003; Rubinstein y Toro, 2006; Rubinstein y de la Puente, 2008). La asociación PET1, en el Pozo Puesto El Tigre x-1, sugiere una edad lochkoviana tardía para la parte alta de la formación (Noetinger y di Pasquo, 2013).

Observaciones: Antelo (1978) correlaciona a la Formación Copo con la Formación LIPEÓN (véase) y con la parte inferior de la formación Michicola, sin embargo, la ubicación estratigráfica de la última, entre la formación Rincón de un rango etario que va del Pragiano al Givetiano y la formación Tonono de edad emsiana a frasniana, sugiere una edad bastante más joven para la Formación Michicola.

(S. NOETINGER)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza (G.) y Garcia (G.), 1999; Antelo (B.), 1978; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Grahn (Y.), 2003, 2006; Noetinger, (S.) y di Pasquo, (M.M.), 2013; Padula (E.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.R.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Pöthe de Baldis (E.D.), 1971, 1974; Rubinstein (C.V.), 1995; Rubinstein (C.V.) y Toro (B.A.), 2006; Rubinstein (C.V.) y de la Puente (G.S.), 2008; Russo (A.), Ferello (R.), Chebli (G.), 1979.

CORRALITO (Formación...).....**Devónico**

(Sierra de la Invernada, Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 30°45'–31° lat. S y 69° long. O)

FURQUE (G.), CUERDA (A. J.), CABALLÉ (M. F.) y ALFARO (M.), 1990. El Ordovícico de la Sierra de la Invernada y su fauna de graptolitos - San Juan. *Revista del Museo de La Plata (Paleontología)* 9, p. 160.

Observaciones: Los depósitos de olistostroma o “mélange” sedimentaria que constituyen la Formación Corralito, fueron asignados originariamente al Ordovícico (Furque *et al.*, 1990) y posteriormente al Silúrico y/o Devónico (Pittaluga *et al.*, 1997) Una fauna compuesta por trilobites dalmanítidos, corales solitarios rugosas tipo *Zaphrenis*, *Leptaena argentina* e icnogéneros como *Zoophycos* y *Chondrites*, presente exclusivamente en el tramo superior de uno de los perfiles, fue asignada al Silúrico, mientras que en los tramos inferiores de los perfiles se observaron briznas vegetales que sugieren una edad devónica, coetánea a la Formación Punta Negra (Pittaluga *et al.*, 1997). De acuerdo a Peralta (2013), los restos fósiles indican procedencia de las unidades del Silúrico (formaciones LA CHILCA y LOS ESPEJOS) (véanse) y Devónico inferior-medio? (formaciones Talacasto y Punta Negra).

Según Peralta (2013), la Formación Corralito incluye depósitos resedimentados, (alóctonos) del Cámbrico?, Ordovícico, Silúrico y Devónico Inferior, tratándose de una única unidad olistostrómica con polaridad de la sucesión hacia el oeste, por su relación estratigráfica con la infrayacente Formación Punta Negra. Este autor, considerando la relación paraconcordante de la Formación Los Sombreros (ex Formación Corralito) con su infrayacente Formación Punta Negra, como así también la naturaleza lítica de sus componentes alóctonos y su contenido fosilífero, interpreta la edad de la Formación Los Sombreros (ex Formación Corralito) como devónica, post-Formación Punta Negra, del Pragiano tardío-Emsiano (García Muro *et al.*, 2018a).

Los depósitos de olistostroma que componen la Formación Corralito, son reasignados por Peralta (2013), de acuerdo con el Código Argentino de Estratigrafía editado por el Comité Argentino de Estratigrafía (1992), a la Formación Los Sombreros (Cuerda *et al.*, 1983; Banchig y Bordonaro, 1994) reinterpretada por Peralta (2005) y Peralta *et al.* (2008).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Banchig (A.L.) y Bordonaro (O.L.), 1994; Cuerda (A.), Cingolani (C.A.) y Varela (R.), 1983; Furque (G.) y Caballé (M.F.), 1990; Furque (G.), Cuerda (A. J.), Caballé (M. F.) y Alfaro (M.), 1990; García Muro (V.J.), Rubinstein (C.V.), Rustán (J.J.) y Steemans (P.), 2018a; Peralta (S.H.), 2005, 2013; Peralta (S.H.), Chávez (I.J.), Cuadra (I.) y Ortiz (M.), 2008; Pittaluga (A.), Banchig (A.L.) y Bordonaro (O.L.), 1997.

CURAMALAL (Grupo...).....**Silúrico**

(Prov. Buenos Aires, Sierras Australes, aprox. 37°40'–38°15' lat. S y 62°30'–61°30' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 21.

HARRINGTON (H.J), 1970. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Republica Argentina: Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 163-166.

Localidad y sección tipo: Sierra de Curamalal, Prov. Buenos Aires, aprox. 37°40'-38°15' lat. S.

Descripción original: “La serie de Curamalal es el grupo estratigráfico de mayor extensión de cuantos afloran en las sierras australes... La serie está integrada por unos 1.100 a 1.250 metros de sedimentos predominantemente arenosos, a los que se asocian materiales conglomerádicos en la base del conjunto y escasos sedimentos arcillosos en su parte media y superior, dentro de este conjunto, de composición litológica bastante monótona, se han distinguido cuatro grupos principales que he designado con los nombres de La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo.”

Descripción: El Grupo Curamalal, creado formalmente por Harrington en el año 1970, corresponde al primer evento depositacional de la cuenca paleozoica de Ventania. Se compone por depósitos clásticos (conglomerados, areniscas y en menor medida pelitas (Varela y

Cingolani, 1976). Se reconocen en este grupo cuatro unidades litoestratigráficas, a las que se denomina como formaciones LA LOLA (véase), MASCOTA (véase), TROCADERO (véase) e HINOJO (véase). Estas rocas se consideran producidas por sistemas aluviales que pasan hacia arriba a sistemas marinos de plataforma (Harrington, 1970). Posteriormente, Andreis y López Gamundí (1985) y Andreis *et al.* (1989) interpretaron a los depósitos conglomerádicos basales como playas gravosas con altas pendientes, adosadas al basamento cristalino.

Espesor: Los afloramientos en las Sierras Australes superan los 1000 metros de potencia (Harrington, 1970).

Relaciones estratigráficas: El Grupo Curamalal suprayace discordantemente al basamento precámbrico ígneo-metamórfico y es subyacente mediante discordancia erosiva (Harrington, 1947) al Grupo Ventana, de acuerdo a Varela y Cingolani (1976).

Extensión geográfica: Los afloramientos de este grupo se extienden en una faja estrecha que atraviesa el cordón austral de las Sierras de Puán y Pigüé, continúa por la Sierra de Curamalal, Cerro San Mario, Pan de Azúcar, del Corral, de los Terneros, de la Ruina, Tornquist, Filoso, del Águila, Sombra de Toro, del Chimango, de los Vascos, de las Piedras y prolongaciones de los mismos hacia el sur. A los afloramientos reconocidos en los últimos dos cerros, Andreis *et al.* (1987) los asignan al Grupo Ventana. Mientras que los afloramientos de los cerros Cortapié, Chasicó y Colorado son asignados al Grupo Curamalal (Harrington, 1947; Varela *et al.*, 1985).

Paleontología y edad: Harrington (1947) propuso una edad silúrica para el Grupo Curamalal sobre la base de la presencia de trazas fósiles de *Skolithos*, de grandes dimensiones (*Spreintebau*), las que sugerirían una edad paleozoica temprana (Buggish, 1987).

(M.J. ARROUY y L.E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Andreis (R.) y López Gamundi (O.), 1985; Andreis (R.R.), Amos (A.J.), Archangelsky (S.) y González (C.G.), 1987; Andreis (R.R.), Iñiguez Rodríguez (A.M.), Lluch (J.J.) y Rodríguez (S.), 1989; Buggish (W.), 1987; Harrington (H.J.) 1947, 1970; Varela (R.) y Cingolani (C.), 1976; Varela (R.), Dalla Salda (L.H.) y Cingolani., (C.),1985.

D

DEMIRASTRITES TRIANGULATUS (...Zone; Zona de ...?).....Llandoveryano inf.

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°-32° lat. S y 69° long. O*)

RICKARDS (B.), BRUSSA (E.), TORO (B.) y ORTEGA (G.), 1996. Ordovician and Silurian graptolite assemblages from Cerro del Fuerte, San Juan Province, Argentina. *Geological Journal*, 31, p. 101-122.

Descripción: El registro de la asociación de *A. atavus* (Jones), *Climacograptus normalis* Lapworth y *C. rectangularis* Mc Coy, descrita por Rickards *et al.* (1996) en los niveles inferiores de la Formación LA CHILCA (véase), podría extenderse hasta la Zona de *D. triangulatus*.

Edad: Rickards *et al.* (1996) consideran a esta asociación indicadora de una edad llandoveryana temprana. Más tarde, Rubinstein y Brussa (1999) sugieren una edad rhuddaniana superior a aeroniana inferior para los niveles portadores de la misma en el Cerro del Fuerte.

(B. TORO)

Referencias: Rickards (B.), Brussa (E.), Toro (B.) y Ortega (G.), 1996; Rubinstein (C.V.) y Brussa (E.D.), 1999.

DISTOMODUS KENTUCKYENSIS (...Biozone; ...Zone) Rhuddaniano medio - Aeroniano inf.

(Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31° lat. S y 69° long. O)

LEHNERT (O.), BERGSTRÖM (S.M.), BENEDETTO (J.L.), VACCARI (N.E.), 1999. First record of Lower Silurian conodonts from South America: biostratigraphic and paleobiogeographic implications of Llandovery conodonts in the Precordillera of Argentina. *Geological Magazine*, 136 (2), 119-131.

Descripción: La presencia de *Ozarcodina oldhamensis* (Rexroad), una especie de conodontes característica y de rango bioestratigráfico relativamente restringido, *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson y Mehl) y *Distomodus* cf. *D. kentuckyensis* Branson y Branson, en la parte inferior de la Formación LA CHILCA (véase), en Cerro del Fuerte, permitió a Lehnert *et al.* (1999) referir esta asociación de conodontes a la Zona de *Distomodus kentuckyensis*, descrita previamente por Bergström y Bergström (1996).

Observaciones: Conodontes indicadores de esta biozona no han sido reconocidos con posterioridad al trabajo de Lehnert *et al.* (1999) en otras secciones silúricas de Argentina.

(B. TORO)

Referencias: Bergström (S.M.) y Bergström (J.), 1996; Lehnert (O.), Bergström (S.M.), Benedetto (J.L.) y Vaccari (N.E.), 1999.

DON BRAULIO (Formación...).....Hirnantiano - Llandoveryano

(Precordillera Oriental de San Juan, aprox. 31°07'–31°23' lat. S y 68°32' long. O)

BALDIS (B.A.J.), BERESI (M.S.), BORDONARO (O.) y VACA (A.), 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Actas* 4, p. 410.

Localidad tipo: Quebrada Don Braulio, Sierra de Villicúm, San Juan (Baldis *et al.*, 1982).

Descripción original: "La Formación Don Braulio (nom. nov.) tiene su perfil tipo en la Quebrada homónima, y un espesor de 50 m. Es de coloraciones polícromas: blanquecina, negra, rojiza y verde. Comienza con un conglomerado y sigue luego con areniscas portadoras de trilobites de la asociación *Dalmanitina* y braquiópodos, todos definitivamente Ashgilianos..... Por encima siguen areniscas y lutitas varicolores progresivamente más ferruginosas hasta culminar en dos bancos, a 40 cm de la base, de hematina oolítica con abundantes palinomorfos.....definitivamente llandoveryanos, demostrándose así un paso transicional del Ordovícico superior al Silúrico basal"

Descripción: Peralta (1993) reconoce cuatro miembros para esta formación:

1) Miembro inferior diamictítico: (aproximadamente 12 m). Consiste en depósitos de fangositas guijarrosas, con clastos dispersos que se destacan por presentar rasgos glaciales.

2) Miembro de fangolitas fosilíferas: (aproximadamente 8 m). En su base presenta un delgado nivel conglomerádico. La estructura es clasto-sostén, incluyendo en sectores acumulaciones bioclásticas detríticas o como pavimento, integrada por formas de la típica fauna de *Hirnantia*. Hacia arriba pasa a depósitos fangolíticos, levemente areniscosos, que contiene concreciones calcáreas lenticulares, algunas de las cuales alcanzan hasta 3 m de extensión lateral y espesor de orden métrico.

3) Miembro de fangolitas ocre: (aproximadamente 10 m). Su base es transicional mientras que su techo está en contacto neto. Consiste en fangolitas de color amarillento a ocre

amarillento con abundantes trazas tubiformes, con relleno limolítico de coloración pardo rojiza a amarillenta.

4) Miembro ferrífero superior: (aproximadamente 12 m). Su base es en contacto neto con el miembro de fangolitas ocreas y el contacto superior, con la Formación RINCONADA (véase), es una discordancia erosiva. Consiste en bancos tabulares de hasta 1 m de espesor, de areniscas y oolitas ferríferas, entre las que se intercalan bancos de lutitas negras a gris oscuras portadoras de graptolitos. Los bancos de areniscas y oolitas contienen en parte acumulaciones bioclásticas detríticas. Los bancos oolíticos se destacan por su coloración pardo-rojiza y por contener clastos texturalmente maduros de chert.

Espesor: Aproximadamente 50 m en el Río del Alto y su nacimiento Quebrada de Don Braulio, en la Sierra de Villicúm, San Juan (Peralta, 1993).

Relaciones estratigráficas: Su base es la discordancia erosiva que la separa de la Formación La Cantera mientras que su techo está limitado por la discordancia erosiva basal de la Formación RINCONADA (véase) (Peralta, 1993).

Extensión geográfica: Sierra de Villicúm.

Paleontología y edad: El miembro inferior diamictítico contiene la típica fauna de *Hirnantia* (Benedetto, 1986), de edad ashgilliana tardía (hirnantiana). El miembro de fangolitas fosilíferas contiene, además de la Fauna de *Hirnantia* (Halpern y Carrera., 2014) y *Dalmanitina-Eochomalonotus* (Baldis y Blasco, 1975), restos de *Glyptograptus persculptus* (Peralta y Baldis, 1990) hacia el tope y se asigna asimismo al Hirnantiano. La edad del miembro de fangolitas ocreas se considera hirnantiana-llandoveriana en sentido amplio, por su posición estratigráfica por encima de los niveles con la Fauna de *Hirnantia* y por debajo de los niveles graptolíticos de la Zona de *Atavograptus atavus* (Peralta, 1985). El miembro ferrífero superior se consideró de edad llandoveriana temprana por su contenido en quitinozoos (Volkheimer *et al.*, 1980) y graptolitos de la Zona de *Atavograptus atavus* (Peralta, 1985). Pöthe de Baldis (1997a) halló una asociación de acritarcos proveniente del miembro superior de la Formación Don Braulio, en el área de Villicúm, asignándole una edad llandoveriana temprana-media.

Observaciones: Astini (1992) divide a la Formación Don Braulio en un miembro inferior glaciogénico, de edad ashgilliana tardía y en un miembro superior constituido por una plataforma fangosa del Hirnantiano, coronado por barras oolíticas ferruginosas, frecuentemente asociadas a fosforitas nodulares. Ubica dentro del miembro superior, en concordancia, el límite Ordovícico/Silúrico. Estos depósitos ferruginosos de la base del Silúrico son interpretados como correspondientes a medios litorales someros de alta energía, con oscilaciones del nivel del mar. El autor señala que los momentos de baja concentración de oxígeno (transgresiones) pueden conducir a notables incrementos en la concentración de hierro disuelto y los de oxigenación ambiental a su precipitación. La disponibilidad de fósforo le permite interpretar aguas templadas a frías.

(C.V. RUBINSTEIN y V.J. GARCÍA MURO)

Referencias: Astini (R.A.), 1992; Baldis (B.A.) y Blasco (G.), 1975; Baldis (B.A.J), Beresi (M.S.), Bordonaro (O.) y Vaca, (A.), 1982; Benedetto (J.L.), 1986; Halpern (K.) y Carrera (M.G.), 2014; Peralta (S.H.), 1985; Peralta (S.H.) y Baldis (B.A.), 1990; Pöthe de Baldis (D.), 1997a; Volkheimer (W.), Pöthe de Baldis (D.) y Baldis (B.), 1980.

E

FAMATINA (Complejo Ígneo de...)..... **Ordovícico inf. - medio**

Observaciones: Aunque edades K-Ar y Rb-Sr determinadas inicialmente en el complejo Famatina (para revisión véase Aceñolaza *et al.* 1996 y referencias allí citadas así como Saavedra *et al.* 1992) sugerían que el magmatismo en esta serranía tenía un amplio rango temporal (Ordovícico a Devónico), todas las edades SHRIMP U-Pb en circón para los granitoides del complejo Famatina (*e.g.*, Sims *et al.*, 1998; Stuart-Smith *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000; Dahlquist *et al.*, 2008), indican que el magmatismo estuvo esencialmente acotado al Ordovícico temprano a medio (484-463 Ma, Dahlquist *et al.*, 2008 y referencias allí citadas). Como “caso testigo” puede mencionarse la edad K/Ar determinada sobre una granodiorita de Cuesta de Miranda que produce una edad de 422 ± 12 Ma (McBride, 1972), mientras que una edad SHRIMP U-Pb en circón obtenida también a partir de rocas graníticas de la Formación Ñuñorco en Cuesta de Miranda produce una edad de 484 ± 5 Ma (Pankhurst *et al.*, 2000). Otro “caso testigo” del “rejuvenecimiento” que producen las edades K/Ar en las rocas graníticas del Ordovícico es la granodiorita ubicada en el Cerro Toro, al E de Villa Castelli, en el flanco occidental de Famatina, que ha producido una edad de 481 ± 4 Ma usando SHRIMP U-Pb en circón, mientras que las edades previamente determinadas por el método Rb/Sr y K/Ar es de 456 ± 14 Ma y 428 ± 12 Ma, respectivamente (Saavedra *et al.*, 1992; McBride *et al.*, 1976). Por lo tanto, la edad de este complejo quedaría restringida al Ordovícico temprano a medio y no al Ordovícico-Devónico como fue inicialmente concebido.

(J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Miller (H.) y Toselli (A.J.), 1996; Dahlquist (J.A.), Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Galindo (C.), Alasino (P.), Fanning (C.M.), Saavedra (J.) y Baldo (E.G.), 2008; McBride (S.), 1972; McBride (S.), Caelles (J.C.), Clark (A.) y Farrar (E.), 1976; Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.) y Fanning (C.M.), 2000; Saavedra (J.), Pellitero (E.), Rossi (J.) y Toselli (A.), 1992; Sims (J.), Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow (R.) y Stuart-Smith (P.), 1998; Stuart-Smith (P.), Miró (R.), Sims (J.P.), Pieters (P.E.), Lyons (P.), Camacho (A.), Skirrow (R.G.) y Black (L.P.), 1999; Toselli (A.J.), Rossi de Toselli (J.N.), Saavedra (J.), Pellitero (E.) y Medina (M.E.), 1988; Turner (J.C.M.), 1962; Villar Fabre (J.F.), Gonzalez (R.R.) y Toselli (A.J.), 1973.

FERRÍFERA (Formación...).....**Paleozoico?**

(Macizo Nordpatagónico, Prov. Río Negro y noreste de Chubut, 40°30'–42°15' lat. S y 65°–69°15' long. O)

DE ALBA (E.), 1954. Nota sobre la estratigrafía de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9 (2), p. 132.

Descripción original: De Alba (1954, pp. 131-134), describe a la misma como “aquellos sedimentos que apoyan en discordancia angular sobre rocas precámbricas (?) y en discordancia erosiva sobre la serie de rocas eruptivas; a su vez, es cubierto indistintamente por mantos pórfidos cuarcíferos, sedimentos Patagónico y Cuaternario. En términos generales el complejo está constituido por areniscas cuarcíticas (ortocuarcíticas) de color gris blanquecino, en ocasiones rojizas, areniscas grauváquicas, limolitas, argilitas, brechas endógenas y mantos de mineral de hierro, en ocasiones intruidas por filones de pórfidos cuarcíferos y diabasas. A estas rocas se agrega arcosita de color rojizo. La presencia de mineral de hierro es la causa de que se la denomine Formación Ferrífera”.

Observaciones: Unidad informal, que no se ajusta a las normas del Comité Argentino de Estratigrafía (1992).

Véase: SIERRA GRANDE (Formación...)

(N.J. URIZ y C.A. CINGOLANI)

Referencias: De Alba (E.), 1954.

FISH CREEK (... Member; Miembro...).....Silúrico - Lochkoviano sup.

(Isla Gran Malvina, 51°52'31" -51°56'53" lat. S y 60°22'33" -60°27'34" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. *The Geology of the Falkland Islands*. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 21.

Localidad tipo: El área tipo se encuentra entre Port Richards y Symonds Harbour, con secciones representativas cerca del cruce de carreteras en las proximidades de Fish Creek House (Isla Gran Malvina).

Descripción original: "The Fish Creek Member is mostly composed of medium to coarse-grained subarkosic sandstones. Together with the South Harbour Member, it has commonly been described as typical of the whole Port Stephens Formation... The Fish Creek Member is a newly recognised topmost subdivision of the Port Stephens Formation. The name is derived from Fish Creek camp (west of Fox Bay), the type area.... It is composed of very similar sandstones to the South Harbour Member but overall they are somewhat less coarse... The Fish Creek Member is composed of fine to medium-grained sandstones with some coarse subarkosic sandstones. Sorting is mostly moderate to good, but in places it is poor. The larger sand grains are typically moderately to well-rounded. Small mudstone intraclasts occur in sandstones near the top of the unit... Laminated mudstones or siltstones, some with detrital mica or plant debris, occur locally, especially near the top... the sandstones were deposited in trough cross-beds, although intervals of tabular cross-bedding are also present, while some beds are massive, thinly bedded or laminated. These bedforms tend to occur at the top of cyclic units mainly composed of the more usual medium-grained cross-bedded sandstones. In places, the topmost 20 to 30 metres of strata could be regarded as 'passage beds' with the overlying Fox Bay Formation. As with the South Harbour Member, the Fish Creek Member was deposited in a fluvial environment"

Descripción: La mineralogía está dominada por granos de cuarzo y feldespato rodeados de esfericidad baja a moderada, recubiertos por sericita. Los parches de arcilla, la arcilla intersticial y los paquetes de carbonato sugieren un nivel moderado de alteración. La estratificación entrecruzada se presenta en areniscas finas a gruesas, en bancos que varían de 0,3 a 1,5 m de potencia, con direcciones de paleocorrientes hacia el ENE. Los bancos con estratificación cruzada tabular, de 1-2 m de espesor, están compuestos por estratos de arenisca gruesas a muy gruesas, de 5-10 cm de espesor (Hunter y Lomas, 2003)

Las facies sin fósiles y sin bioturbación, son consistentes con la deposición en un sistema fluvial de baja energía. Las litofacies junto con las direcciones de paleocorriente hacia el NE, sugieren una profundización de la cuenca (y tal vez un ensanchamiento) hacia el norte y el este actual. La estratificación flaser y las óndulas de corriente en la parte superior del miembro sugieren una influencia de marea. La inundación marina de la llanura aluvial, está respaldada por la aparición de trazas simples (madriguerras) a medida que avanza la incursión marina, que preceden el establecimiento de las condiciones marinas poco profundas de la Formación Bahía Fox (Devónico) (Hunter y Lomas, 2003). La transición a la marina Formación Bahía Fox está marcada por una superficie de inundación como consecuencia de un rápido aumento del nivel del mar durante el Emsiano (Marshall, 1994).

Espesor: Desde alrededor de 300 a 450 metros

Relaciones estratigráficas: Esta unidad presenta una relación concordante con el infrayacente Miembro SOUTH HARBOUR (véase) al igual que con la Formación Fox Bay (Devónico), cuyo pasaje resulta en aparente transición.

Extensión geográfica: El Miembro FISH CREEK se encuentra en la región central de la Isla Gran Malvina y en las islas adyacentes. También es probable que aparezca en todos los afloramientos de la Formación PORT STEPHENS, en la Isla Soledad, aunque su diferenciación resulte difícil.

Paleontología y edad: Restos vegetales fosilizados, mal conservados, se encuentran en las areniscas micáceas laminadas y limolitas finas, cerca de la parte superior de la unidad en la

región de Doctors Creek, en Fox Bay y en Two Pass Stream. Estos niveles se encuentran aproximadamente dentro de los dos metros por debajo de la base de la Formación FOX BAY. Los restos aparecen como líneas negras de aproximadamente 25 mm de largo y tres milímetros de ancho. Algunos son suavemente curvados y otros fragmentos más grandes muestran una ornamentación lineal muy fina. La edad sugerida para esta secuencia comprende el lapso Silúrico-Devónico? (Aldiss y Edwards, 1999). Esta edad es consistente con la interpretación de Hunter y Lomas (2003), quienes correlacionan a esta unidad con la sección superior del Subgrupo Nardouw (Grupo Table Mountain, Supergrupo Cape, Sudáfrica), señalando una edad silúrica tardía-devónica temprana.

Marshall (2016) en base a la palinoflora identificada, sugiere una edad lochkoviana tardía.

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Hunter (M.A.) y Lomas (S.A.), 2003; Marshall (J.E.A.), 1994, 2016.

G

GRAN MALVINA (Grupo...)..... Silúrico? - Devónico inf. - medio, Carbonífero?

(Islas Malvinas, 50°57'12,70"-52°29'05,95" lat. S y 56°57'12,70"-62°10'16,63" long. O)

BORRELLO (A.V.), 1972. Islas Malvinas. En: Leanza (A.F.) (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, p. 757.

Localidad tipo: La localidad tipo no ha sido indicada explícitamente por ningún autor, no obstante, Borrello (1963) denominó como "Sistema de Gran Malvinas" en virtud a la mayor extensión de los depósitos mesopaleozoicos en este Archipiélago. Posteriormente, Borrello (1972) sobre la base de su trabajo precedente, le asigna status de grupo a esta secuencia, definiéndola como Grupo Gran Malvina, de esta forma, resulta apropiado considerar como localidad tipo a la isla Gran Malvina.

Descripción original: "La secuencia responde a un régimen de flysch residual sobre extensión cratónica y abarca el desarrollo complejo de una gran unidad estratigráfica descrita en años recientes (Borrello) como Grupo Gran Malvina"

Descripción: Las unidades litoestratigráficas que componen la secuencia devónica presentan elementos predominantes y característicos, los cuales permiten su reconocimiento. La sección basal se encuentra integrada por areniscas feldespáticas y cuarcíticas grises, bien compactadas, la parte media la componen areniscas finas y pelitas oscuras, friables, con fósiles marinos y continentales, en tanto que la unidad cuspidal consiste en cuarcitas y areniscas cuarcíticas de tonos claros, muy duras, con restos de plantas (Scasso y Mendía, 1985). Asimismo, sobre la base del análisis de las características litológicas y texturales, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero, paleocorrientes y geometría de los cuerpos rocosos, estos autores caracterizaron al ambiente de sedimentación como netamente fluvial en la base (Formación PUERTO STEPHENS, véase), pasando a un ambiente litoral mixto (Formación Bahía Fox, del Devónico), a marino (Formación Caleta Shag, del Devónico), con fuentes sedimentarias procedentes de rocas ígneo-metamórficas similares a las del basamento. Trabajos posteriores como los de Aldiss y Edwards (1999), Meadows (1999), Hunter y Lomas (2003), entre otros, permitieron a través de estudios pormenorizados de la secuencia, describir a la sucesión como un secuencia dominada en su base por depósitos de areniscas cuarzo-feldespáticas de ambientes fluviales a intermareales y de shoreface (Formación PUERTO STEPHENS, véase), seguida por areniscas micáceas y fangolitas, con un importante contenido fosilífero, relacionadas a depósitos de plataformas marinas internas y de shoreface (Formación Fox Bay del Devónico), las cuales son sucedidas por areniscas y fangolitas relacionados a ambientes deltaicos a marinos poco profundos (Formación Port

Philomel, Devónico), culminando con niveles de areniscas cuarzosas, limolitas y fangolitas que caracterizan a las plataformas marinas poco profunda y de shoreface (Formación Port Stanley, Devónico). De acuerdo a los estudios de Meadows (1999), el análisis de facies de los sedimentos que forman las cuatro formaciones identificadas para la secuencia ha revelado ambientes de depositación que van desde la plataforma marina a fluvial. La asociación de estas facies sugiere que la sucesión registra un sistema marino transgresivo-regresivo. El primer episodio inundó la superficie erosionada del basamento del Complejo Cabo Meredith, estableciéndose las condiciones para desarrollar una plataforma marina poco profunda, que luego se profundiza progresivamente. La etapa regresiva desarrolla complejos deltaicos y fluviales con zona de influencias marinas marginales.

Espesor: Baker (1924) en base a sus mapeos regionales estima tentativamente un espesor aproximado de 3000 m. Scasso y Mendía (1985) a partir de sus trabajos estratigráficos y paleoambientales llevados a cabo en el área de Caleta Shag, encuentran el máximo desarrollo de la unidad, corroborando el espesor sugerido por Baker en esta localidad. No obstante, Aldiss y Edwards (1999) registran un espesor aproximado de más de 5000 m para el grupo. Los mayores espesores para las distintas unidades se registran en la isla Soledad respecto a los reconocidos en la Isla Gran Malvina.

Relaciones estratigráficas: El Grupo Gran Malvina yace en discordancia sobre rocas intrusivas y metamórficas de edad mesoproterozoica (1000-1100 Ma; Cingolani y Varela, 1976) del Complejo Cabo Meredith y es cubierta discordantemente por depósitos glaciales del Pérmico inferior del Grupo Isla Soledad (Grupo Lafonia; Aldiss y Edwards, 1999). Numerosos diques ígneos de composición dolerítica, basáltica y en menor medida intermedios a ácidos, atraviesan las secuencias, presentándose esencialmente en la Isla Gran Malvina y localmente en islas adyacentes. Las edades de los cuerpos intrusivos comprenden desde el Jurásico temprano (ca. 190 Ma) al Jurásico medio a tardío.

Extensión geográfica: El Grupo Gran Malvina presenta una importante distribución areal, cubriendo la mayor parte de la isla Gran Malvina y la mitad septentrional de la isla Soledad, aflorando asimismo en varios islotes circundantes.

Paleontología y edad: La presencia de fauna devónica en las islas y archipiélagos malvinenses es relativamente bien conocida desde los viajes de Charles Darwin a bordo del HMS Beagle en 1833. Sus colecciones fosilíferas fueron descritas más tarde por Morris y Sharpe (1846). Posteriormente, los aportes realizados por James Clark Ross durante la expedición a las Islas Malvinas en 1842 y Newton (1906) durante la Scottish National Antarctic Expedition en 1901-1903, sumados a los ejemplares colectados por la Compañía Ballenera Salvesen en 1915, durante los trabajos de prospección minera en nombre de la compañía D. Ferguson, contribuyeron con un número de especímenes a las colecciones de varios museos. H. A. Baker en 1921-22, durante sus estudios geológicos sistemáticos en islas Malvinas, reúne una importante cantidad de ejemplares que fueron depositados en el Museo de Historia Natural y el Imperial College de Londres (Stone y Rushton, 2006). Otras colecciones fueron proporcionadas a partir de las expediciones suecas: Swedish South Polar Expedition, 1901-1903 (en Andersson, 1907) y Swedish Magellanic Expedition, 1907-1908 (en Halle, 1912)

Las colecciones más relevantes adquiridas durante estas expediciones se encuentran resguardadas en los museos del Reino Unido (Museo de Historia Natural, London; Museo Sedgwick, Cambridge; Museo Hunterian, Universidad de Glasgow y en los Museos Nacionales de Escocia), EE.UU. (American Museum of Natural History y en el New York State Museum) y Suecia (Natur Historiska Riksmuseet) (Stone y Rushton 2012) y por el Servicio Geológico Británico (Stone 2012).

Un listado del contenido faunístico ha sido proporcionado por Aldiss y Edwards (1999), no obstante, posteriormente se sumaron nuevos descubrimientos que resultaron de importancia para ajustar la edad de la unidad. De esta forma, se ha considerado que las unidades que integran el Grupo Gran Malvina abarcan un rango de edades comprendidas entre el Silúrico al Devónico temprano, aunque algunos autores sugieren que la base de la secuencia podría ser más antigua, alcanzando el Ordovícico o incluso el Cámbrico, aunque no hay certeza en este sentido, en tanto que la más joven llegaría al Devónico tardío-Carbonífero.

Siguiendo los trabajos de Aldiss y Edwards (1999), los registros paleontológicos demuestran que la base de la secuencia es aparentemente no fosilífera, a excepción de las

trazas fósiles presentes en la parte media y baja de la sucesión, donde comúnmente aparecen *Skolithos* (Scasso y Mendía, 1985; Aldis y Edwards, 1999), más raramente *Diplocraterion* y una nueva icnoespecie de *Heimdallia* (Aldis y Edwards, 1999). Scasso y Mendía (1985) reportaron la presencia de *Arthropycus*, lo que les permitió asignarle una probable edad ordovícico-silúrica para la parte más baja de la Formación PUERTO STEPHENS, aunque de acuerdo a las observaciones de Aldis y Edwards (1999), su identificación pudo ser errónea, indicando que el icnofósil correspondería a *Heimdallia* (Bradshaw, 1981) en función de las descripciones sistemáticas. Otros autores refieren una posible edad silúrica para esta sección, a partir de correlaciones con las unidades equivalentes del Subgrupo Nardouw (secuencias inferiores del Grupo Table Mountain) de la región occidental del Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica (Baker, 1924; Broquet, 1992). Por otro lado, se mencionan probables restos de plantas en la parte superior y el potencial contenido de microfósiles en los niveles lutíticos. Así, la edad para la base del Grupo está muy pobremente acotada. No obstante, es poco factible que la edad de los depósitos silicoclásticos de la Formación PUERTO STEPHENS (véase) sea mayor que la edad mínima registrada para los diques de lamprófiro que cortan al Complejo Cabo Meredith (ca. 520 Ma), sobre los cuales yace esta unidad (Frakes y Crowell, 1967), y más joven que la edad mínima de los diques de doleritas (ca. 422 Ma) que cortan a esta secuencia en la región de Cabo Meredith, siendo truncados a su vez, por una discordancia que lo separa de las sucesiones más jóvenes (Thistlewood *et al.*, 1997).

La sección media, correspondiente a la Formación Bahía Fox, es reconocida como “series fosilíferas” por el importante registro de diversos grupos de invertebrados marinos preservados (esponjas, conuláridos, braquiópodos, bivalvos, cefalópodos, trilobites, gasterópodos, crinoideos, etc.). Las principales determinaciones de los materiales colectados durante los estudios presentados por Aldis y Edwards (1999) fueron realizadas por Cocks (1996) y Cocks *et al.* (1998). Entre los grupos más relevantes identificados por estos autores se encuentran: braquiópodos (*Australocoelia palmata*, *Australospirifer hawkinsii*, *Australostrophia mesembria*, *Craniops* sp., *Meristelloides?* sp., *Notiochonetes skottsbergi*, *Orbiculoidea falklandensis*, *Pleurochonetes falklandicus*, *Pleurothyrella falklandica*, *Protoloptostrophia concinna*, *Schellwienella sullivanii*, *Tanerhychia* sp.), bivalvos (?*Cardiomorpha colossea*, *Cuneamya?* sp., *Janeia* sp. *Leptodomus* cf. *ulrichi*, *Modiomorpha?*, *Nuculites* sp., *Nuculites* cf. *branneri*, *Nuculites reedi*, *Nuculites sharpei*, *Palaeoneilo* sp., *Toechomya?* sp.) y crinoideos (*Botryocrinus doubleti*). Éstos y otros grupos presentes resultan similares a los hallados en Argentina, Bolivia y Sudáfrica, que en conjunto caracterizan a las asociaciones de fauna de la “Provincia Malvinocáfrica” (Clarke, 1913; Cooper, 1982; Broquet, 1992). De esta forma, Broquet (1992) reconoce que la parte inferior arcillosa del Grupo Bokkeveld de Sudáfrica (Subgrupo Ceres) contiene abundantes fósiles de invertebrados marinos asignables a la Provincia Malvinocáfrica, considerando que en gran medida resulta equivalente a la Formación Bahía Fox. Por otro lado, Cooper (1982) sostiene que la parte inferior marina del Grupo Bokkeveld tiene una edad comprendida entre Emsiano tardío a Eifeliano, es decir Devónico temprano tardío a Devónico medio temprano. Edgecombe (1994) considera que los trilobites calmoniidos en las Islas Malvinas confirman una edad emsiana tardía indicando una correlación con la Formación Gydo (parte inferior del Grupo Bokkeveld) de Sudáfrica. Carvalho (2006) reporta y describe nuevos materiales de trilobites procedentes de esta unidad, colectados en ambas islas, representando la primera colección importante de trilobites de la Isla Soledad. Los trilobites hallados pertenecen a tres grandes taxones: Proetidos; Homalonotidae, *Burmeisteria*; y Calmoniidae, incluyendo *Bainella* y *Metacryphaeus*. Similares asociaciones de trilobites aparecen en la Formación Ponta Grossa, Paraná, Brasil, partes de la Formación Belén, Bolivia, y la Formación Talacasto, Argentina, confirmando las equivalencias de estas unidades. Asimismo, un conjunto faunístico similar se reconoce en la Formación Horlick, Ohio Range, Antártida, aunque los trilobites calmoniidos están ausentes (Cooper, 1982). Por otro lado, aunque la bioturbación es común en la mayor parte de la sucesión, la presencia de trazas fósiles es menos habitual. *Planolites*, *Zoophycos*, y *Diplocraterion* están ampliamente presentes en las limolitas y lutitas de esta unidad. Cabe destacar el reporte de escasos restos vegetales (dudoso fragmento de *Calamites*) para la parte superior de esta unidad (Andersson, 1907), el cual pudo haber sido confundido con parte de la ornamentación de un braquiópodo (*Australospirifer hawkinsii*). Sin embargo, Baker (1922) informó que los buenos ejemplares de una planta fósil similar a *Sphenopteris*, fueron hallados a partir de las pelitas expuestas en canteras en Bahía Fox.

Para la sección superior de la secuencia, Baker (1924) identificó un intervalo de areniscas micáceas y lutitas arenosas con restos de plantas lepidodendroides, que aparecen

por encima de la unidad rica en invertebrados marinos fósiles y por debajo de las 'cuarcitas superiores', denominando a este conjunto de estratos como 'Port Philomel Beds', señalando que no hay una línea clara de demarcación con los estratos subyacentes con fósiles marinos. Esta sección contiene fragmentos de plantas de licofitas y restos vegetales indeterminados, los cuales, localmente son muy abundantes. Segmentos tridimensionales de tallos de licópsidas del tipo *Lepidodendron* se encuentran ampliamente difundidos en distintas localidades. Clarke (1913) registra la existencia de 'placas de peces' indeterminados (presumiblemente partes del caparazón óseo que comúnmente aparecen en peces devónicos, similares a escamas). La edad sugerida para esta sección está limitada al Devónico Medio-Tardío por la evidencia de las formaciones adyacentes. Seward y Walton (1923) llegaron a la conclusión, según las evidencias disponibles, que los fósiles de plantas en esta parte de la secuencia eran de una probable edad devónica media. Cramer y Cramer (1972) reportan el descubrimiento de palinomorfos del Givetiano inferior (Devónico Medio) en rocas sedimentarias pelíticas que contienen restos vegetales, colectadas por Halle (1912) en Halfway Cove, Dunnose Head. Por otro lado, Scasso y Mendía (1985) reportan para el miembro inferior en la región de Caleta Shag, niveles portadores de abundantes restos vegetales en regular estado de conservación, los cuales pertenecen a improntas de licópsidas. Todas estas evidencias permiten correlacionar esta unidad con las secuencias presentes en el Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica. De acuerdo con las similitudes observadas en la región oriental de la Provincia del Cabo, el Subgrupo Traka (la parte superior más arenosa del Grupo Bokkeveld) contiene fósiles de plantas, restos de peces de agua dulce y trazas fósiles marinas (Broquet, 1992), por tanto, parece probable una correlación con esta sección, aunque la siguiente unidad, Formación Weltevrede (Grupo Witteberg), también contiene fósiles de plantas, lo cual sugiere que niveles de esta secuencia podrían correlacionarse con la base del Grupo Witteberg.

Finalmente, la secuencia culmina con depósitos referidos informalmente por Baker (1924) como 'series de areniscas cuarcíticas superiores'. Esta unidad se caracteriza por tratarse de arenisca cuarcítica, composicionalmente madura, no fosilífera. Asimismo, la presencia de trazas fósiles y bioturbaciones son raras en esta unidad, aunque Hunter (comunicación oral, 1998; en Aldiss y Edwards, 1999) ha documentado perforaciones oblicuas de pocos milímetros en las cuarcitas cerca de la región de Cape Pembroke y Meadows (comunicación oral, 1996; en Aldiss y Edwards, 1999) observó bioturbaciones cerca del área Bluff Cove. No obstante, se encuentran tallos y hojas de licópsidas débilmente preservadas, muy similares a las plantas fósiles que se ven en la sección infrayacente. Estos restos son localmente abundantes en las areniscas de la parte más baja de esta sucesión. Estudios palinológicos realizados por Marshall (1994) evidencian que el techo de la secuencia correspondería a una edad devónica tardía (Fammeniano). De acuerdo a las correlaciones con las secuencias devónicas del Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica, la parte inferior de esta sección superior del grupo es equivalente a niveles de la Formación Weltevrede (parte inferior del Grupo Witteberg) de edad givetiana a frasniana, donde se registra una secuencia mixta de areniscas, limolitas y lutitas con fósiles de plantas y trazas fósiles vinculada a organismos marinos (Broquet, 1992; Hiller y Taylor, 1992). Por otro lado, las ortocuarcitas de la Formación Witpoort (Grupo Witteberg), de edad fammeniana (Hiller y Taylor, 1992), resultan ser muy similares a las cuarcitas de la parte superior del grupo. Las porciones del Carbonífero temprano del Grupo Witteberg (Subgrupos Lake Menz y Kommadagga) (Broquet, 1992) no parecen estar representados en las Islas Malvinas, excepto, posiblemente, en las partes más altas del grupo en la Isla Soledad, las cuales comúnmente no se hallan expuestas (Aldiss y Edwards, 1999).

Observaciones: Los primeros reconocimientos geológicos referidos a las rocas del Paleozoico en las islas, son atribuidos a Darwin (1846), Morris y Sharpe (1846), Andersson (1907) y Halle (1912), pero fue Baker (1924) quien proporcionó la primera descripción de la estratigrafía y estructura completa de las islas, a partir de sus trabajos de mapeos llevados a cabo entre los años 1920 a 1922. La estratigrafía preliminar propuesta por Baker (1924) separa las unidades que componen las secuencias devónicas de aquellas reconocidas como de edades carbonífero-permianas, denominando a todo el conjunto como Devono-Carboniferous Series, sugiriendo para la sucesión mesopaleozoica una división estratigráfica en cuatro secciones reconocidas como estratos o capas (beds), las cuales denominó, de base a techo, como: PORT STEPHENS, Fox Bay, Port Philomel y Port Stanley, reservando la denominación de Port Philomel Beds para los sedimentos aflorantes en la isla Gran Malvina (West Falkland) y Port Stanley Beds para los de la isla Soledad (East Falkland). Más tarde, sobre la base de los trabajos precedentes, Borrello (1963) se refiere de manera informal para toda la sucesión

devónica como Sistema GRAN MALVINA (véase), manteniendo las entidades descritas por Baker (1924) como “grupo de Puerto Stephens” y “grupo de Bahía Fox” para las unidades basales y “grupo de Monte María” para las dos superiores, habiendo utilizado el término “grupo” simplemente con fines descriptivos, sin implicar el sentido estricto de lo que sugiere el reglamento de la nomenclatura estratigráfica. Años más tarde, Borrello (1972) le da status nomenclatural de Grupo Gran Malvina, en tanto que Harrington (1967) y Borrello (1972) fijan el rango de formación para cada uno los intervalos reconocidos (formaciones PUERTO STEPHENS (véase), Bahía Fox y Monte María (Devónico). Cabe destacar que Borrello (1963; 1972) agrupó a los estratos reconocidos por Baker (1924) Port Philomel y Port Stanley como Formación Monte María, pero como han señalado años más tarde Scasso y Mendia (1985), esta unidad no se registra en la región de Monte María, por lo que su identificación es errónea. Por su parte, Greenway (1972) analizando la división propuesta por Baker (1924), también identificó tres secciones, pero con algunas diferencias: PORT STEPHENS en la base, Fox Bay y Port Philomel las reúne en un solo intervalo y considera en forma independiente a la unidad Port Stanley. Por otro lado, refiere a todo este conjunto como Devono-Carboniferous Group (Devónico). Posteriormente, Scasso y Mendía (1985) efectuaron un completo estudio sedimentológico del Paleozoico, presentando una división estratigráfica que respeta parcialmente la de Borrello (1972), pero introduciendo modificaciones en la parte superior del grupo, asignando de base a techo las siguientes formaciones: PUERTO STEPHENS, Bahía Fox y Caleta Shag. Cabe destacar que Scasso y Mendía (1985) utilizan la denominación de Formación Caleta Shag para los niveles reconocidos por Baker (1924) como Port Stanley Beds en la sección expuesta de la localidad de Shag Cove. Las subdivisiones identificadas en esta sección corresponderían aproximadamente a las observadas posteriormente en la región de Dunnose Head para la Formación Port Stanley (Aldiss y Edwards, 1999).

Contribuciones posteriores como las de Aldiss y Edwards (1999), Meadows (1999) y Hunter y Lomas (2003), profundizan la estratigrafía de la secuencia mesopaleozoica e identifican unidades litoestratigráficas de rangos menores. De esta manera, Aldiss y Edwards (1999) mantienen la nomenclatura sugerida por Greenway (1972), reconociendo cuatro unidades formacionales para la sucesión correspondiente al Grupo GRAN MALVINA (sensu Borrello, 1963; 1972) pero al que denomina como Grupo WEST FALKLAND (véase). En orden ascendente las unidades reconocidas son: Formación PORT STEPHENS, Formación Fox Bay, Formación Port Philomel y Formación Port Stanley. Asimismo, estos autores identifican cinco miembros en la Formación PORT STEPHENS, los cuales de base a techo son: PLANTATION (véase) en la isla Gran Malvina (West Falkland) o LIMPET CREEK (véase) en la isla Soledad (East Falkland), ALBEMARLE (véase), MOUNT ALICE (véase), SOUTH HARBOUR (véase), FISH CREEK (véase), y para la Formación Fox Bay mapean y reconocen el Miembro East Bay (Devónico) en el área norte y noroeste de Bahía Fox, yaciendo probablemente en forma más generalizada en la isla Gran Malvina, especialmente en el área de la Coast Ridge. Esta unidad corresponde a las capas transicionales entre la Formación Fox Bay y la Formación Port Philomel. Finalmente, los trabajos de Stone *et al.* (2005), Stone y Rushton (2006), Stone (2010, 2012 y 2014) entre los más recientes, amplían el estado de conocimiento de la secuencia y de la geología general de las Islas Malvinas.

Marshall (1994) traduce literalmente Grupo GRAN MALVINA como ‘GRAN MALVINA Group’ y lo utiliza como sinónimo para su designación. Meadows (1999) adopta esta nomenclatura para sus trabajos, mientras que Aldiss y Edwards (1999) consideran inapropiada esta denominación y proponen ‘WEST FALKLAND Group’. Sin embargo, en Sudamérica se mantiene el uso de Grupo GRAN MALVINA para referirse a esta secuencias del Silúrico?-Devónico Inferior – Medio/ Carbonífero?.

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Andersson (J.G.), 1907; Baker (H.A.), 1922, 1924; Borrello (A.V.), 1963, 1972; Bradshaw (M.A.), 1981; Broquet (C.A.M.), 1992; Carvalho (M. da G.P.), 2006; Cingolani (C.A.) y Varela (R.), 1976; Clarke (J.M.), 1913; Cocks (L.R.M.), 1996; Cocks (L.R.M.), Adrain (J.E) y Morris (N.J.), 1998; Cooper (M.R.), 1982; Cramer (F.H.) y Cramer (M.D), 1972; Darwin (C.), 1846; Edgecombe (G.D.), 1994; Frakes (L.A.) y Crowell (J.C.), 1967; Greenway (M.E.), 1972; Halle (T.G.), 1912; Harrington (H.J.), 1967; Hiller (N.) y Taylor (F.F.), 1992; Hunter (M.A.) y Lomas (S.A.), 2003; Marshall (J.E.A.), 1994; Meadows (N.S.), 1999; Morris (J.) y Sharpe (D.), 1846; Newton (E.T.), 1906; Scasso (R.A.) y Mendia (J.E.), 1985; Seward (A.C.) y Walton (J.), 1923; Stone (P.), 2010, 2012, 2014; Stone

(P.) y Rushton (A.W.A.), 2006, 2012; Stone (P.), Aldiss (D.A.) y Edwards (E.J.), 2005; Tankard (A.J.), Uliana (M.A.), Welsink (H.J.), 1995; Thistlewood (L.), Leat (P.T.), Millar (I.L.), Storey (B.C.) y Vaughan (A.P.M.), 1997.

GRAN MALVINA (Sistema...)..... **Silúrico? - Devónico inf. - medio, Carbonífero?**

(Islas Malvinas, 50°57'12,70"-52°29'05,95" lat. S y 56°57'12,70"-62°10'16,63" long. O)

BORRELLO (A.V.), 1963. *Sobre la geología de las Islas Malvinas*. Ministerio de Educación y Justicia, Ediciones Culturales Argentinas, Buenos Aires, Argentina, p. 22.

Descripción original: "A los efectos de la presente descripción, los depósitos mesopaleozoicos se han reunido en lo que denominamos 'Sistema de Gran Malvina', quedando comprendido los de fechas neopaleozoica en el propuesto Sistema de la Isla Soledad"

Observaciones: Unidad informal, no definida de acuerdo con las normas del Comité Argentino de Estratigrafía (1992).

Véase: GRAN MALVINA (Grupo...)

(N.J. URIZ)

Referencias: BORRELLO (A.V.), 1963.

GUARACO NORTE (Formación...).....**Devónico sup.**

Observaciones: Groeber (1947) menciona por primera vez a estas rocas a las que describe como filitas aflorantes en la península del lago Varvarco Campos, entre los brazos Varvarco y Benítez. Zanettini (2001) reconoce exposiciones de esta unidad en el arroyo Chacay y en la confluencia de los ríos Neuquén y Varvarco. En base a su semejanza con unidades metamórficas de la Cordillera Frontal y del Bloque de San Rafael, Zappettini *et al.* (1987) le asignaron edad silúrico-devónica inferior. Dataciones U/Pb SHRIMP en circones detríticos indican una edad máxima de depositación de 374 Ma, correspondiente al Devónico tardío (Zappettini *et al.*, 2012).

(N.A. RUBINSTEIN)

Referencias: Groeber (P.), 1947; Zanettini (J.C.M.), 2001; Zappettini (E.O.), Méndez (V.) y Zanettini (J.C.M.), 1987; Zappettini (E.O.), Chernicoff (C. J.), Santos (J. O. S.), Dalponte (M.), Belousova (E.) y McNaughton (N.), 2012.

GUDIÑO (Ortocuarcita...; Formación...).....**Paleozoico inf.? - sup.?**

(Prov. Chubut, aprox. 42°21' lat. S y 70°01' long. O)

Observaciones: Este término fue propuesto por Proserpio (1978, p. 35) para describir la presencia de unas areniscas finas a medianas, de tonalidades rojizas, expuestas en forma aislada en las proximidades del puesto Gudiño, siendo referidas al Paleozoico superior (Pérmico). De acuerdo a Cortés *et al.* (1984) y Japas (2001), estas rocas serían equivalentes a la Formación SIERRA GRANDE (véase). Finalmente, Limarino *et al.* (1999) utilizaron el término Formación Gudiño para esta unidad.

(N.J. URIZ y C.A. CINGOLANI)

Referencias: Cortés (J.M.), Caminos (R.) y Leanza (H.A.), 1984; Japas (M.S.), 2001; Limarino (C.), Massabie (A.), Rossello (E.), López Gamundi (O.), Page (R.) y Jalfin (G.), 1999; Proserpio (C.A.), 1978.

H

HERRADA (Miembro...).....**Wenlockiano - Pragiano/Emsiano**

(*Macizo Nordpatagónico, Prov. Río Negro y noreste de Chubut, 40°30'–42°15' lat. S y 65°–69°15' long. O*)

ZANETTINI (J.C.M.), 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(2), p. 161.

Observaciones: Zanettini (1981) sobre la base de caracteres petrográficos y contenido fosilífero, divide a la Formación SIERRA GRANDE en dos miembros: SAN CARLOS el inferior y Herrada el superior, en los cuales se destacan horizontes ferríferos. El contacto entre ambos miembros es de carácter transicional e implican un ciclo de sedimentación transgresivo-regresivo. No obstante, en su descripción no da precisión sobre las localidades tipo de estas unidades. A partir de la descripción de ocho perfiles estratigráficos, el Miembro Herrada se encuentra constituido por areniscas gruesas a medianas, de tonalidades rojizas, con intercalaciones limolíticas y niveles lenticulares de hematita oolítica cuarcítica (Horizonte ferrífero Alfaro), seguidas de areniscas finas y limolitas rojizas, culminando la secuencia con potentes estratos de areniscas medianas a gruesas de tonalidades amarillas a grisáceas e intercalaciones delgadas de lutitas verdosas.

Véase: SIERRA GRANDE (Formación...), SAN CARLOS (Miembro...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Zanettini (J.C.M.), 1981.

HINOJO (Formación...; Grupo...).....**Silúrico**

(*Prov. Buenos Aires, Sierras Australes, aprox. 37°40'–38°15' lat. S y 62° 00' long. O*)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 22.

HARRINGTON (H.J.), 1970. Las sierras australes de la Provincia de Buenos Aires, Republica Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 165.

Descripción original: “El último y más alto grupo de la serie de Curamalal tiene un espesor estimable entre 100 y 150 metros. Está formado por areniscas cuarcíticas de grano fino a mediano, de color gris oscuro, gris plomizo o gris levemente morado con las que se asocian bancos de color amarillento claro y rosado rojizo. Estas rocas se presentan ya en bancos de areniscas compactas y macizas, ya en forma de areniscas esquistosas. Alternando con las areniscas aparecen camadas de esquistos arenoso-arcillosos muy sericíticos, en parte con aspecto de filitas, que pasan a esquistos francamente arcilloso-sericíticos. Estas rocas son blandas, de color pardo amarillento con manchas y vetas pardo-rojizas hasta rojo ladrillo vivo y muestran esquistosidad muy desarrollada. Son especialmente características de la parte superior del grupo.”

Descripción: Según Kilmurray (1975) esta unidad está conformada por psamitas de grano fino a mediano de color gris, morado, amarillento a rojizo. Alternan pelitas de similar

composición que las descriptas para las formaciones MASCOTA (véase) y TROCADERO (véase).

Espesor: Los afloramientos en los alrededores del Cerro Pan de Azúcar alcanzan los 150 metros de espesor.

Relaciones estratigráficas: Esta unidad sobreyace concordantemente a la Formación TROCADERO. Su tope constituye el límite superior del Grupo CURAMALAL (véase), el cual es a su vez el contacto con la base del Grupo Ventana.

Extensión geográfica: Si bien no se encuentra en la bibliografía puede considerarse que su extensión se corresponde a la del Grupo Curamalal.

Paleontología y edad: No se describe en las publicaciones.

(M.J. ARROUY y L.E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Harrington (H.J.) 1947, 1970; Kilmurray (J.O.) 1975.

K

**KOCKELELLA VARIABILIS VARIABILIS (Zona de intervalo...; ... Interval Zone).....
.....Gorstiano**

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°-32° lat. S y 68°-69° long. O*)

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 (1), 93-112.

Descripción: El registro de *Kockelella v. variabilis* Walliser en asociación con las otras especies recuperadas de los niveles medios a superiores de la Formación LOS ESPEJOS (véase), permite a Albanesi *et al.* (2006) referir el intervalo muestreado a la Zona de *Kockelella v. variabilis* reintroducida por Corradini y Serpagli (1998).

Edad: En consecuencia, la parte media a superior de la Formación LOS ESPEJOS, en la quebrada Ancha, en el área de Talacasto, es referida por conodontes guías a la segunda biozona del Gorstiano, en el Ludloviano inferior (Albanesi *et al.*, 2006).

Observaciones: Esta zona, fue documentada posteriormente por Mestre *et al.* (2017) en las quebradas Ancha y de Poblete, en la Sierra de Talacasto. Los autores reconocen la especie guía junto a *Panderodus unicastatus* (Branson y Mehl), *Pseudooneotodus beckmanni* (Bischoff y Sannemann) y *Wurmiella excavata* (Branson y Mehl), definiendo la unidad como una zona de intervalo (*sensu* Cramer *et al.*, 2011) por encima de la última aparición de *Kockelella crassa* (Walliser) y por debajo del registro de *Ancoradella ploeckensis* Walliser.

(B. TORO)

Referencias: Albanesi (G.L.), Ortega (G.) y Hünicken (M.A.), 2006; Corradini (C.) y Serpagli (E.), 1998; Cramer (B.D.), Brett (C.E.), Melchin (M.J.), Maennik (P.), Kleffner (M.A.), McLaughlin (P.I.), Loydell (D.K.), Munnecke (A.), Jeppsson (L.), Corradini (C.), Brunton (F.R.) y Saltzman (M.R.), 2011; Mestre (A.), Gómez (M.J.), Garcías (Y.), Corradini (C.) y Heredia (S.), 2017.

L

LA CHILCA (Formación...).....Hirnantiano - Homeriano?

(Precordillera Central de San Juan, aprox. 30°12'–31°00' lat. S y 68°49' long. O)

CUERDA (A. J.), 1965. *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana* 4(5), p. 173-174.

Localidad tipo: Pie occidental del Cerro La Chilca, aproximadamente unos 20 km al oeste de la Estancia Tucunuco, San Juan (Cuerda, 1985).

Descripción original: “Areniscas y lutitas de marcada estratificación paralela y en evidente alternancia sucesiva, con una coloración de conjunto variable entre el gris claro y el amarillento, advirtiéndose en la sedimentación más fina estratos de tono gris verdoso oscuro, a veces muy pronunciado. Las areniscas son de grano medio a grueso, destacándose la textura por su gran uniformidad. Son generalmente compactas y tenaces, hallándose estratificadas en bancos continuos en la sección expuesta de hasta 2 m de espesor. Gránulos de cuarzo y laminillas de mica predominan en la composición de estas psamitas, en medio de las cuales túvose la ocasión de hallar restos de braquiópodos poco alterados.....Las lutitas con delgada y paralela estratificación se advierten en el perfil con una frecuencia equivalente a las areniscas, siendo menos macizas que éstas, y sobre sus superficies de sedimentación se encuentran restos de pistas de gusanos.....Entre las formas que pueden identificarse, han de citarse las huellas típicas de *Chondrites*.....”

Descripción: Está compuesta por cuatro asociaciones de facies bien diferenciadas: a) de conglomerados basales, b) de pelitas laminadas, c) de areniscas y pelitas dispuestas rítmicamente y d) de areniscas cuarzosas amalgamadas. En la asociación de conglomerados basales (a), aparecen asociados niveles de oolitas ferruginosas, fundamentalmente chamosíticas, fuertemente bioturbadas. Las texturas y fábricas primarias de los conglomerados indican depósitos de alta energía. La asociación de pelitas laminadas (b) incluye pelitas negras arcillosas con abundantes graptolitos y algunos niveles de areniscas delgadas. Esta asociación cubre en transición rápida a los depósitos gruesos basales. Se interpreta como depósitos subtidales, restringidos, con escasa energía de fondo y predominio de procesos de decantación. La asociación de ritmitas (c) incluye varios subtipos, que van desde típicas capas aisladas, de tempestitas distales tabulares y delgadas, separadas por fangolitas bioturbadas de tiempo normal, hasta sucesiones con relación arenisca:pelita de 1:1 compuestas por eventos de tormenta más proximales alternados con típica estratificación compuesta (lenticular-ondulada-flaser). La relación arenisca:pelita aumenta notoriamente hacia el tope. Esta asociación involucra depósitos de plataforma bajo condiciones de somerización progresiva, extendiéndose desde la plataforma interna hasta niveles de la transición a la cara de playa. La asociación de areniscas cuarzosas amalgamadas (d) ocupa el tramo superior en todas las secciones, siendo más potente al norte. La amalgamación de capas junto a la lenticularidad interna y acumulación de coquinas permite inferir su desarrollo en un ambiente somero, de la cara de playa, donde predominan niveles normales de alta energía (Astini y Maretto, 1996).

Espesor: Presenta su máximo espesor en el área de Jáchal, donde alcanza 128 m, disminuyendo paulatinamente hacia el sur y oeste, hasta menos unos 25 m en el área de Talacasto (Astini y Maretto, 1996).

Relaciones estratigráficas: Según Cuerda (1985) esta formación yace en suave discordancia angular sobre diferentes unidades de la secuencia ordovícica y el contacto superior, con la Formación LOS ESPEJOS (véase) es concordante. Posteriormente, Astini y Maretto (1996) señalan que su base se apoya sobre distintas unidades ordovícicas, en general más jóvenes de norte a sur y la transición con la Formación LOS ESPEJOS estaría dada por un hiato erosivo en casi toda la cuenca.

Extensión geográfica: Sector centro-norte de la Precordillera Central sanjuanina, acuñándose entre las quebradas de Salto Macho y del Algarrobo (Astini y Maretto, 1996).

Paleontología y edad: Cuerda (1985) distingue cuatro niveles fosilíferos con graptolitos, a saber: Primer Nivel con *Climacograptus putillus* (Hall); Segundo Nivel con *Climacograptus* aff. *C. medius* Tornquist, *Climacograptus* aff. *C. hughesi* (Nicholson), *Climacograptus* aff. *C. scalaris scalaris* (Hisinger) y *Monograptus* sp.; Tercer Nivel con *Climacograptus* aff. *C. scalaris scalaris* (Hisinger) y Cuarto Nivel con *Monograptus priodon* (Bronn). La edad interpretada para los niveles portadores es llandoveryana temprana a wenlockiana temprana. Posteriormente, el tercio inferior de esta formación es asignado al Hirnantiano (Ordovícico tardío tardío) a Rhudaniano (Llandoveryano temprano) por su contenido en graptolitos (Brussa, 1987; Cuerda *et al.*, 1988; Rickards *et al.*, 1996). En esta parte de la formación se reconocen las zonas de: *Normalograptus persculptus*, probable *Parakidograptus acuminatus* y probable *Atavograptus atavus*. El tercio superior contiene graptolitos datados como Llandoveryano tardío-Wenlockiano temprano (Kerlleñevich y Cuerda, 1986), mientras que los braquiópodos indican una indudable edad llandoveryana para la parte alta de la sección inferior de esta formación (Benedetto, 1995).

Lehnert *et al.* (1999) reconocen conodontes de la Zona de *Distomodus kentuckyensis*, en la sección inferior de la unidad, que representa el intervalo Rhuddaniano medio a Aeroniano

Melendi y Volkheimer (1982, 1983) estudiaron una asociación de acritarcos relacionada a niveles con graptolitos (*Climacograptus* aff. *hughesi* y *Monograptus* spp.), proveniente de una muestra próxima a la base de la unidad, en la Quebrada de Talacasto. Si bien los acritarcos hallados no permitieron precisar la edad de los niveles portadores, los graptolitos indican una edad llandoveryana. Pöthe de Baldis (1987) recuperó una asociación de acritarcos pobremente preservada del miembro superior de la Formación La Chilca, en la localidad de Aguada de Los Azulejos. La presencia de especies representativas de los géneros *Deunffia* y *Domasia*, le permitió asignar una edad llandoveryana tardía a wenlockiana temprana a esta parte de la unidad. Posteriormente, Pöthe de Baldis (1997) halló una asociación de acritarcos en un nivel cercano al tope del miembro inferior de la Fm. La Chilca, en la Quebrada de Talacasto. Basada en la presencia de *Tylotopalla robustispinosa* (Downie) Mullins y *Oppilatata eoplanktonica* (Eisenack) Dorning propone una edad llandoveryana temprana-media para el nivel portador. Rubinstein y Brussa (1999) integrando estudios palinológicos y de graptolitos en la formación La Chilca, en distintos sectores de la cuenca, obtuvieron dos asociaciones palinológicas para esta unidad, en la sección inferior: la asociación 1, de la base de la formación correspondiente a la Zona de *Normalograptus persculptus*, de edad hirnantiana, con acritarcos escasos, pobremente preservados y sin valor bioestratigráfico; la asociación 2 correspondiente a la parte superior de la Zona de *Stimulograptus sedgwickii* y a la parte inferior de la Zona de *Spirograptus turriculatus*, indicando una edad aeroniana tardía-telychiana temprana. Además de registrarse la primera aparición de criptoesporas en la Precordillera, entre los acritarcos de la asociación 2 se destacan *Tylotopalla caelamenicutis* Loeblich y *Tylotopalla digitifera* Loeblich. García Muro y Rubinstein (2015) y García Muro *et al.* (2016) analizaron palinológicamente una sección en Quebrada Ancha, registrando desde la base hacia el techo *Multiplicisphaeridium* cf. *bifurcatum* Staplin *et al.*, que sugiere una posible edad ordovícica tardía (Hirnantiana); seguido de *Tylotopalla digitifera* Loeblich y *T. caelamenicutis* Loeblich, asociación típica del Llandoveryano inferior (Aeroniano?); *Crassiangulina variacornuta* Wauthoz *et al.*, que restringe la edad al Aeroniano tardío-Telychiano; *Stellinium rabians* (Cramer) Eisenack *et al.*, que indica el Wenlockiano y finalmente *Percultisphaera* cf. *stiphrospinata* Lister, cuyo primer registro confirmado a nivel mundial es en el Wenlockiano superior (Homeriano), por lo que se sugiere esta edad para la parte superior de la formación.

(C.V. RUBINSTEIN y V.J. GARCÍA MURO)

Referencias: Astini (R.A) y Maretto (H.M), 1996; Benedetto (J.L.), 1995; Brussa (E.D.), 1987; Cuerda (A.J.), 1965, 1985; Cuerda (A.J.), Rickards (R.) y Cingolani, (C.), 1988; García Muro (V.J.) y Rubinstein (C.V.), 2015; García Muro (V.J.), Rubinstein (C.V.) y Martínez (M.A.), 2016; Kerlleñevich (S.C.) y Cuerda (A.J.), 1986; Lehnert (O.), Bergström (S.M.), Benedetto (J.L.) y Vaccari (N.M.), 1999; Melendi (D.) y Volkheimer (W.), 1982, 1983; Pöthe de Baldis (D.), 1987; Rickards (B.), Brussa (E.), Toro (B.) y Ortega (G.), 1996; Rubinstein (C.V.) y Brussa (E.D.), 1999.

LA HORQUETA (Formación.....).....Precámbrico? - límite Silúrico-Devónico

(Bloque de San Rafael, Prov. Mendoza, aprox. 34°15'–34°45' lat. S y 68°45'–69' long. O)

GONZALEZ DÍAZ (E.F.), 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada "Serie de la Horqueta", del Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino* (San Luis), 3, p. 245.

Localidad tipo: Los principales afloramientos corresponden a aquellos localizados al norte de la Ruta Nacional N° 144 y el sector marginal al Gabro Loma Alta (González Díaz, 1981).

Descripción original: "metamorfitas vinculadas genéticamente a metasedimentitas que fueron sometidas a un metamorfismo del tipo dinámico, de carácter regional"

Descripción: Está constituida por metamorfitas de facies de esquistos verdes, resultado de metamorfismo regional de tipo dinamotérmico (González Díaz, 1981). Las rocas más representativas corresponden a filitas cuarzosas, filitas muscovíticas, filitas sericíticas, esquistos clorítico-sericítico-cuarzosos, esquistos cuarzo-feldespático-muscovítico-cloríticos, cuarcitas y esporádicamente calizas cristalinas. En algunas localidades las rocas están atravesadas por venas y venillas de cuarzo. Es habitual la presencia de materia carbonosa difusa y cristales de pirita, de aproximadamente 5 milímetros de diámetro, deformados y reemplazados por óxidos de hierro (Dessanti, 1956; González Díaz, 1981; Sepúlveda *et al.*, 2007). En general las rocas están afectadas por un plegamiento muy apretado con pliegues asimétricos o volcados, de tipo similar o plástico de escasa longitud de onda y rumbo NS-NE con inclinaciones que varían desde 45° a subverticales (Dessanti, 1956; Sepúlveda *et al.*, 2007). Estudios llevados a cabo en las áreas de "La Horqueta" y "Los Gateados" indican que el metamorfismo regional que afectó a la unidad alcanzó un grado de alta anquizona-epizona y facies de presión intermedia (Tickyj *et al.*, 2017). Asimismo, análisis químicos sugieren que las rocas de la Formación La Horqueta poseen características típicas de rocas detríticas provenientes de corteza superior continental no reciclada y en menor medida de rocas ligeramente menos evolucionadas que la corteza continental superior media (Abre *et al.*, 2017).

Espesor y relaciones estratigráficas: La potencia registrada para esta secuencia es de entre 700 y 1000 metros (Manassero *et al.*, 2009), no conociéndose su base. Si bien su relación estratigráfica con la Formación RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS (véase) no ha podido ser establecida con claridad, se considera que el pasaje entre ambas es gradual (Dessanti, 1956; González Díaz, 1981).

Extensión geográfica: Según González Díaz (1981) la distribución principal de esta unidad aparece al norte de la Ruta Nacional 144 y el sector marginal al Gabro Loma Alta que se halla próximo al río Atuel. Cuerda y Cingolani (1998) restringen los afloramientos de la Formación La Horqueta al área comprendida entre Río Seco de las Peñas-Los Gateados y Agua de la Piedra.

Paleontología y edad: La Serie LA HORQUETA (véase) fue asignada al Devónico por Di Persia (1972) sobre la base del hallazgo de restos del coral tabulado *Pleurodyction* mientras que en los alrededores de Agua del Blanco se han hallado restos de Tubícolas indeterminables (Núñez, en González Díaz, 1981). Toubes y Spikerman (1976) realizaron una datación en roca total (método K/Ar) que arrojó una edad de metamorfismo devónica tardía (353± 15Ma). A partir del desdoblamiento de la Serie LA HORQUETA en la Formación La Horqueta y la Formación RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS propuesto por González Díaz (1981), los afloramientos asignados al Devónico debido al hallazgo de restos del coral tabulado *Pleurodyction* (Di Persia, 1972) corresponderían a la Formación RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS. Por otra parte, Rubinstein (1997a) reconoce microfloras de acritarcos y prasinofitas de edad silúrica en los afloramientos asignados a la Formación La Horqueta que constituyen la caja del cuerpo gábrico de Loma Alta. Cuerda y Cingolani (1998) reconocieron niveles con graptofauna de edad caradociana en afloramientos localizados al este del Cerro Bola que fueron segregados con el nombre de Formación Pavón y además restringen los afloramientos de la Formación La Horqueta al área comprendida entre Río Seco de las Peñas-Los Gateados y Agua de la Piedra. Por lo tanto, los hallazgos de acritarcos silúricos (Rubinstein, 1997a) se ubicarían entonces dentro de la Formación RÍO SECO DE LOS

CASTAÑOS (véase). Posteriormente Tickyj *et al.* (2001) realizaron dos dataciones Rb/ Sr en la zona de Los Gateados y Puesto la Horqueta (371 ± 62 Ma y 379 ± 15 Ma, respectivamente) las cuales indican una edad devónica tardía para el metamorfismo que pliega y deforma la Formación La Horqueta. Recientes edades U-Pb y estudios de procedencia en circones detríticos de seis metasedimentitas (Cingolani *et al.*, 2008; Tickyj *et al.*, 2017) indican cuatro fuentes principales que aportan detritos: el cratón del Río de la Plata (Arqueano Superior-Proterozoico Inferior), una fuente importante de edad Mesoproterozoica (Greenvilliana) que correspondería al basamento de Precordillera-Cuyania, otra equivalente a los cinturones pampeanos y famatinianos y finalmente una fuente de proveniencia joven (412 Ma) que marcaría la edad más joven de sedimentación de la Formación La Horqueta en el límite Silúrico/Devónico. Estudios isotópicos (Nd/Sm) indican valores de ϵ_{Nd} que están dentro del rango de variación de datos de la Formación de Cerro La Ventana, de edad mesoproterozoica, que forma parte del basamento del terreno Cuyania que aflora en el Bloque San Rafael (Abre *et al.*, 2017).

Observaciones: Esta formación fue inicialmente incluida en la Serie LA HORQUETA (Dessanti, 1956) y posteriormente González Díaz (1981) desdobló esta Serie en la Formación LA HORQUETA y la Formación RIO SECO DE LOS CASTAÑOS.

(A. GÓMEZ)

Referencias: Abre (P.), Cingolani (C.A.), Chemale (F.jr.) y Uriz (N.J.), 2017; Cingolani, (C.A.), Tickyj (H.) y Chemale (F.jr.), 2008; Cuerda (A.) y Cingolani (C.A.), 1998; Dessanti, (R.N.), 1945, 1955, 1956; Dessanti (R.N.) y Caminos (R.L.), 1967; Di Persia (C.A.), 1972; González Díaz (E.F.), 1981; Groeber (P.), 1939; Holmberg (E.), 1948; Manassero (M.J), Cingolani (C.A.) y Abre (P.), 2009; Rubinstein (C.V.), 1997a; Sepúlveda (E.), Bermudez (A.), Bordonaro (O.) y Delpino (D.), 2007; Stappenbeck, (R.), 1934; Tickyj (H.), Cingolani (C.A.) y Chemale (F.jr.), 2001; Tickyj (H.), Cingolani (C.A.), Varela (R.) y Chemale (F.jr.), 2017; Toubes (R.O.) y Spikerman (J.P.), 1976.

LA HORQUETA (Estratos de...; Serie de...; Grupo...).....Precámbrico - Paleozoico inf.?

(Bloque de San Rafael, Prov. Mendoza, aprox. $34^{\circ}15'$ – $34^{\circ}45'$ lat. S y $68^{\circ}45'$ – $69'$ long. O).

DESSANTI (R.N.), 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 85, p. 23-24.

Descripción original: “Está compuesta por gravacas, areniscas, arcillitas sericíticas y metasedimentos tales como esquistos micáceos y cuarzosos. Las mencionadas rocas se presentan en general desconectadas, si bien en algunos casos es posible establecer el pasaje por transición gradual de una a otra”

Relaciones estratigráficas: La base de esta unidad es desconocida e infrayace a la Serie El Imperial, del Carbonífero por medio de una discordancia angular (González Díaz, 1972).

Extensión geográfica: Oeste del puesto del Carrizalito; confluencia del arroyo Aisol y río Atuel; proximidades de las Salinas y al oeste y al norte de la Loma Alta; lomas de Rodeo de la Bordalesa; los extensos afloramientos que se extienden a lo largo del curso superior del Arroyo Punta del Agua y que se prolongan al norte del Río Diamante y aguas abajo del Paso de Las Salinas (Dessanti, 1956).

Edad: Según Dessanti (1956), la Serie La Horqueta yace directamente debajo de las sedimentitas de edad carbonífera pertenecientes a la Serie El Imperial, por lo tanto este autor considera que la edad de esta Serie es pre carbonífera inferior, no pudiendo establecer con seguridad si pertenece al Paleozoico inferior o bien al Precámbrico.

Observaciones: Fue reconocida por primera vez por Stappenbeck (1934) quien la define como “Paleozoico inferior metamorfizado” mientras que Groeber (1939) la define como Paleozoico metamórfico. Dessanti (1945) define esta secuencia de manera informal como

“Estratos de la Horqueta” y la describe como una potente sucesión de metasedimentitas de edad precámbrica-devónica. El mismo autor, en el marco de la Hoja Geológica Cerro Diamante (1956), la redefine como “Serie de La Horqueta” y le asigna una edad precámbrica con dudas, aunque afirma con seguridad que su edad es pre-carbonífera inferior. Dessanti y Caminos (1967) reemplazan el término “Serie La Horqueta” por “Grupo La Horqueta” manteniendo el concepto original bajo el cual se agruparon las rocas sedimentarias poco o nada metamorizadas conjuntamente con los esquistos cuarzo-micáceos, cuarcitas y filitas ya que consideran a estas últimas como producto de un débil metamorfismo sobre rocas de un mismo ciclo de sedimentación. Posteriormente González Díaz (1981) separa el Grupo La Horqueta en la Formación LA HORQUETA (véase) y la Formación RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS (véase).

(A. GÓMEZ)

Referencias: Dessanti (R.N.), 1945, 1956; Dessanti (R.N.) y Caminos (R.L.), 1967; Groeber (P.), 1939; González Díaz (E.F.), 1972, 1981; Stappenbeck (R.), 1934.

LA LOLA (Formación...; Grupo...)..... Silúrico

(Prov. Buenos Aires, Sierras Australes, aprox. 37°57' lat. S y 62°00' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 20.

HARRINGTON (H.J.), 1970. Las sierras australes de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 163-165.

Descripción original: Según Harrington (1947, p 20.): “Este grupo está formado por conglomerados y areniscas de grano muy grueso, que alcanzan a un espesor total de unos 100 metros aproximadamente. Los conglomerados constituyen la mitad inferior del grupo y forman, pues, la base misma de la serie Curamalal, siendo los sedimentos más antiguos de todos cuantos afloran en las sierras australes... Donde los conglomerados no han sufrido deformaciones tectónicas intensas, los rodados se presentan bien redondeados, lisos y de formas subesferoidales. Están constituidos por cuarcitas diversas y pórfidos cuarcíferos idénticos a los que afloran en la zona de la Mascota, pizarras oscuras y cuarzo de vetas en la proporción de 90, 7, 2 y 1 por ciento respectivamente. En ningún afloramiento se ha podido hallar ni un solo rodado de granito... Los sedimentos del grupo de La Lola se presentan por lo común muy deformados tectónicamente.”

Descripción: Harrington (1970) denominó al Grupo La Lola como Formación La Lola para la cual se reconocieron asimismo, estratificación y laminación entrecruzada bien desarrollada, con capas frontales poco inclinadas.

Según Kilmurray (1975), esta serie paleozoica se inicia con un conglomerado basal formado por psefitas oligomíticas compuestas por clastos de cuarcitas, cuarzo de vena y en menor proporción rocas porfíricas tal como ya lo había señalado Harrington (1947). Andreis (1965) también la describe como ortoconglomerados oligomíticos con fenómenos de deformación y recristalización.

Espesor: Los afloramientos en los alrededores del Cerro pan de azúcar alcanzan los 100 metros de espesor.

Relaciones estratigráficas: Esta unidad se apoya discordantemente sobre el basamento y subyace concordantemente a la Formación MASCOTA (véase).

Extensión geográfica: Si bien no se encuentra en la bibliografía puede considerarse que su extensión se corresponde a la del Grupo CURAMALAL (véase).

Paleontología y edad: No se ha descrito contenido fosilífero en esta unidad.

(M.J. ARROUY y L.E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Harrington (H.J.), 1947, 1970; Andreis (R.R.) 1965; Kilmurray (J.O.) 1975.

LA TINA (Formación...; Grauvacas.....).....Silúrico

(*Precordillera Occidental, Prov. San Juan, aprox. entre 31°26'–31°45' lat. S y 69°12'–69°18' long. O*)

QUARTINO (B.J.), ZARDINI (R.A.) y AMOS (A.), 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Monografía 1*, p. 27.

Localidad tipo: Cerro La Tina (Quartino *et al.*, 1971).

Descripción original: “Tal cual fue mencionado en la descripción de la Formación Calingasta [véase], el aumento de los niveles psamíticos hacia el sur alcanza, en las cercanías de la Ciénaga del Medio, para separar una unidad mapeable que podría asumir un carácter formacional, a la cual se denomina Grauvacas La Tina.....Su litología dominante es la de areniscas gris verdosas y grauvacas estratificadas por lo general en bancos gruesos de 1 a 2 m de espesor, entre los cuales se intercalan areniscas finas grisáceas en bancos delgados.”

Descripción: Está integrada por estratos de hasta 40 cm de espesor, de wackes medianos a gruesos que alternan con pelitas, presentando el conjunto coloración verdosa a verde grisácea. Las areniscas presentan base neta o erosiva, con marcas subestratales físicas y biogénicas, gradación normal, y pasaje gradacional a las pelitas. En general la estratificación es paralela, observándose también en parte, amalgamamiento por acuífamiento lateral (Baldis y Peralta, 1999).

Sessarego (1988) interpreta el ambiente de sedimentación como abanicos submarinos dominados por eventos agradacionales.

Espesor: Se estima en unos 500 m (Sessarego, 1988).

Relaciones estratigráficas: Tanto la base como el techo de esta unidad se desconocen por estar limitada por fallas (Baldis y Peralta, 1999).

Extensión geográfica: Se desarrolla en el cerro homónimo y en las quebradas de Cepeda y Carrizalito (Quartino *et al.*, 1971).

Paleontología y edad: Quartino *et al.* (1971) proponen una edad silúrica en base a consideraciones exclusivamente estratigráficas y litológicas, como la correlación con las areniscas que se intercalan en la Formación CALINGASTA (véase).

Observaciones: Es interpretada como un cambio de facies lateral de la parte superior de la Formación Calingasta (Baldis y Peralta, 1999)

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Quartino (B.J.), Zardini (R.A.) y Amos (A.), 1971; Sessarego (H.L.), 1988.

LAS CAÑADAS (Complejo Ígneo.....)..... Ordovícico inf. - medio

(*Prov. Catamarca, aprox. 29°02'–28°52' lat. S y 65°21'–65°25' long. O*)

Observaciones: Toselli *et al.* (1983) describen la roca predominante como un granito de dos micas, de color claro, de grano medio a grueso, parcialmente porfírico. Intruye los esquistos de la Formación Ancasti y los gneises del Miembro El Jumeal (Aceñolaza *et al.*, 1996) ambos

asignables al Cámbrico (véase Rapela *et al.*, 2007) u Ordovícico Inferior (Larovere *et al.*, 2011). Esta unidad fue originalmente asignada al Silúrico (435 ± 24 Ma) por Knüver (1983) utilizando el método Rb/Sr sobre el granito Las Cañadas. Sin embargo, una datación posterior de este mismo granito por el método SHRIMP U-Pb en circón revela una edad Ordovícico temprano medio (466 ± 6 Ma) (Dahlquist *et al.*, 2012) quedando descartada así la edad Silúrica.

(J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Miller (H.) y Toselli (A.J.), 1996; Dahlquist (J.A.), Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Fanning (C.M.), Baldo (E.G.), Murra (J.), Alasino (P.) y Colombo (F.), 2012; Knüver (M.), 1983; Larovere (M.A.), de los Hoyos (C.R.), Toselli (A.J.), Rossi (J.N.), Basei (M.A.S.) y Belmar (M.E.), 2011; Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Casquet (C.), Fanning (C.M.), Baldo (E.G.), González-Casado (J.M.), Galindo (C.) y Dahlquist (J.), 2007; Toselli (A.), Reissinger (M.), Durand (F.R.) y Bazán (C.), 1983.

LAS HERAS (Formación...).....**Silúrico - Devónico**

(*Precordillera de Mendoza*, aprox. $32^{\circ}51'$ lat. S y $69^{\circ}01'$ long. O).

Observaciones: Esta formación, definida por Pinna (1982, inédito), aflora en una faja angosta al oeste de la Estancia de San Isidro, desde la quebrada de San Isidro hasta la quebrada del Agua de Las Chilcas, con un espesor estimado en 370 m. Litológicamente fue dividida en dos miembros: pelítico inferior y psamo-pelítico superior. Se asienta en discordancia angular (aparente concordancia) sobre las calcipelitas cuspidales de la Formación Empozada. Hacia arriba pasa en forma poco clara a la Formación Villavicencio (Devónico). En el miembro inferior de la unidad se han encontrado bioperforaciones, fragmentos de icnitas y posibles fragmentos de graptolitos. El miembro superior es de comprobada edad devónica por la presencia de restos de plantas. El conjunto fue atribuido con reservas al lapso Silúrico - Devónico inferior.

Gallardo *et al.* (1988), hacen referencia a la Formación Las Heras, señalando que está compuesta por pelitas gris oliva oscuro, asignadas tentativamente al Silúrico-Devónico, Heredia y Beresi (2004) indicaron que las limolitas verde oscuras que cubren mediante discordancia erosiva a la Formación Empozada (Ordovícico), recibieron distintas denominaciones formales como Formación Las Heras, Formación Villavicencio o Formación Canota, las dos últimas asignadas al Devónico.

Esta unidad fue reinterpretada como un bloque alóctono en los depósitos de olistostroma o mélange sedimentaria ("wildflysch") de la Formación Los Sombreros (Devónico) asignada al Devónico inferior?-medio? por Peralta y Heredia (2005), en la región de San Isidro, Precordillera de Mendoza.

(M.S. BERESI)

Referencias: Gallardo (G.), Heredia (S.) y Maldonado (A.), 1988; Heredia (S. E.) y Beresi (M.S.), 2004; Peralta, (S.) y Heredia (S. E.), 2005; Pinna, (L.H.), 1982.

LAS LAGUNITAS (Formación ...)..... **Ordovícico sup. - Devónico inf.**

(*Flanco sudoriental de la Cordillera Frontal, Prov. Mendoza*, $34^{\circ}38'$ – $34^{\circ}02'$ lat. S y $69^{\circ}18'$ – $69^{\circ}30'$ long. O).

VOLKHEIMER (W.), 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. *Secretaría de Estado de Minería, Boletín* 151, p. 17-18.

Localidad tipo: La localidad tipo corresponde al curso inferior del arroyo del cual deriva su nombre, que resulta un afluente septentrional del río Diamante en la provincia de Mendoza ($34^{\circ}38'$ lat. S y $69^{\circ}32'$ long. O).

Descripción original: Volkheimer (1978, p. 17-18) como resultado de sus detallados relevamientos geológicos en el sur de la Cordillera Frontal, propuso denominar a parte de estas rocas como Formación Las Lagunitas y describe a la secuencia como: "Es un conjunto plegado de pizarras, areniscas cuarcíticas, grauvacas, esquistos cuarzo-biotíticos, y escasas intercalaciones de conglomerados finos.....Litología: alternancia de pizarras mayormente sericíticas, en parte arenosas, limolitas, areniscas cuarcíticas, micáceas de grano fino a medio, y en menor grado de areniscas de grano grueso, sabulitas y conglomerados finos. El color del conjunto es de gris verdoso a gris"

Descripción: Sruoga *et al.* (2005) describen los afloramientos reconocidos a lo largo del arroyo Papagayos, siendo la secuencia de tipo turbidítico, integrada por grauvacas de grano fino de color gris verdoso y lutitas pizarreñas de color gris plomo, presentando bajo grado metamórfico.

Espesor: Según Volkheimer (1978), al norte del río Diamante el espesor alcanzaría aproximadamente 2000 metros de potencia, pudiendo ser mayor dado que la sucesión se encuentra fuertemente plegada. García-Sansegundo *et al.* (2012) estiman a partir de los cortes geológicos analizados en su trabajo, que la Formación Las Lagunitas tiene un espesor mínimo de 5000 metros.

Relaciones estratigráficas: No tiene base expuesta y ha sido intruida por diversos plutones gondwánicos que generaron importantes aureolas de contacto con sus típicas facies mineralógicas (Groeber, 1947; Sruoga *et al.*, 2005; Volkheimer, 1978). A su vez, está cubierta por rocas volcano-sedimentarias del Grupo Choiyoi y equivalentes (Permo-Triásico) o, como ocurre hacia el oeste, por depósitos correspondientes al inicio de la transgresión del mar neocomiano (Cretácico inferior).

Extensión geográfica: Asoma en el cañadón del río Diamante, desde inmediatamente aguas arriba de la desembocadura del arroyo Las Aucas hasta la desembocadura del arroyo Las Lagunitas, prolongándose al norte a lo largo del arroyo Las Lagunitas inferior y acompañando la ladera este del cerro Potrerillo, cruzando el arroyo Carrizalito. Los afloramientos de la Formación Las Lagunitas tienen un ancho medio de 2 kilómetros, llegando al sur de la veranada Maya a 4 kilómetros (Volkheimer, 1978). Descripciones más recientes permiten indicar que sus afloramientos se extienden entre los ríos Diamante por el sur y Tunuyán por el norte, alcanzando un ancho máximo de 15 km a la latitud del volcán Maipo. La unidad se localiza a lo largo del arroyo Las Lagunitas, afluente del río Diamante, en el faldeo oriental del Cordón del Carrizalito (Tickyj *et al.*, 2009).

Paleontología y edad: Inicialmente Groeber (1947) refiere una edad proterozoica a esta secuencia, al igual que a las metamorfitas de mayor grado que se encuentran más al norte en los cordones del Portillo y del Plata. Posteriormente, Volkheimer (1978) y Caminos (1979) asignaron tentativamente una edad devónica, por su correlación con las Formaciones LA HORQUETA (véase) y RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS (véase), aflorantes en el Bloque de San Rafael. La datación isotópica sobre la Tonalita Carrizalito ($334 \pm 16,5$ Ma, K-Ar, roca total) que intruye a la secuencia, sugirió una edad de sedimentación pre-carbonífera para la Formación Las Lagunitas (Dessanti y Caminos, 1967). De acuerdo a Méndez *et al.* (1995) sería referible al intervalo Ordovícico superior-Devónico inferior. Tickyj *et al.* (2009) dan a conocer el primer registro de graptolites que pertenecen a la Biozona de *Climacograptus bicornis*, del Ordovícico Superior (Sandbiano), con lo cual sustentaría la propuesta de una edad referible al lapso Ordovícico tardío-Devónico temprano.

Observaciones: Una de las primeras referencias detalladas sobre las rocas que componen la Formación Las Lagunitas pertenece a Groeber (1947), quien señaló en el borde occidental del cordón del Carrizalito la presencia de esquistos con variable grado de metamorfismo, intruidos por tonalitas, granitos y pórfidos riolíticos.

García-Sansegundo *et al.* (2012) consideran que parte de la Formación Las Lagunitas presenta facies diferentes, que no se encuentran afectadas por la deformación y el metamorfismo que exhibe esta unidad. Dichas rocas, fueron denominadas como Serie de Selerpe, aflorando en el extremo SE del Cordón del Carrizalito y encontrándose bien representadas en la parte oriental de la Quebrada de Cortaderas. Estos autores sugieren una

edad Carbonífero Superior para esta secuencia, separándola así de la Formación Las Lagunitas.

(N.J. URIZ)

Referencias: Caminos (R.), 1979; Dessanti (R.N.) y Caminos (R.L.), 1967; García Sansegundo (J.), Farias (P.), Rubio Ordóñez (A.) y Heredia (N.), 2012; Groeber (P.), 1947; Méndez (V.), Zanettini (J.C.) y Zappettini (E.O.), 1995; Sruoga (P.), Etcheverría (M.), Folguera (A.), Repol (D.) y Zanettini (J.C.), 2005; Tickyj (H.), Rodríguez Raising (M.), Cingolani (C.A.), Alfaro (M.) y Uriz (N.), 2009; Volkheimer (W.), 1978.

LIMPET CREEK (...Member; Miembro...).....Ordovícico sup. - Silúrico inf.?

(Islas Malvinas, 50°57'12,70"–52°29'05,95" lat. S y 56°57'12,70"–62°10'16,63" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. *The Geology of the Falkland Islands*. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 15.

Localidad tipo: La unidad fue determinada en una pequeña área al norte de la Isla Soledad, en la cabecera de la entrada de marea conocida como Limpet Creek.

Descripción original: Aldiss y Edwards (1999, p. 15.) definen a la unidad como "sandstones, mostly fine-grained, which form the lowest part of the Port Stephens Formation exposed in East Falkland... The occurrence of a unit of fine-grained sandstones beneath the Albemarle Member was recognised for the first time during the present survey.... Exposures in the type area at the east end of Limpet Creek [UD 9065 0970] to [UD 9035 1175] are mainly composed of fine-grained sandstones, with some very fine or medium-grained sandstones. Traces of mica were observed. Plane lamination or thin plane bedding is usual but there is also a range of sedimentary structures indicating relatively rapid rates of deposition under a vigorous flow regime, including cross-lamination (some formed in climbing ripples) and de-watering structures. Both trough and tabular cross-beds are locally present. Bioturbation occurs in some beds. Palaeocurrent indicators point to a northerly direction. No fossils were found. These sandstones are thought probably to have been deposited in a near-shore marine environment, although other interpretations are possible"

Espesor: De acuerdo a los mapeos y las observaciones realizadas en fotografías aéreas de la región, el Miembro Limpet Creek podrían alcanzar hasta 1000 metros de espesor.

Relaciones estratigráficas: La base de la unidad no se halla expuesta y el pasaje hacia el suprayacente Miembro ALBEMARLE (véase) es concordante.

Extensión geográfica: No hay precisión sobre la extensión de la unidad.

Paleontología y edad: No se han hallado fósiles ni trazas diagnósticas que permitan caracterizar estratigráficamente la unidad. Es probable que el Miembro Limpet Creek sea más antiguo que cualquier sección expuesta de la Formación PORT STEPHENS (véase) en Cape Meredith, por lo que sería la parte más antigua de la secuencia sedimentaria expuesta en las islas. Se considera que esta unidad podría ser un equivalente a la Formación Cedarburg (Ordovícico Superior tardío) del Grupo Table Mountain en Sudáfrica, el cual presenta una sección superior predominantemente arenosa del Silúrico que representa una secuencia de depósitos marinos a fluviales (Broquet, 1992). De esta forma, el Miembro Limpet Creek podría corresponderse con la Formación Cedarburg, alcanzando su sección superior al Silúrico (Aldiss y Edwards, 1999).

Observaciones: Existen dudas acerca de la identidad estratigráfica del Miembro Limpet Creek. En el campo resulta similar litológicamente a algunas secciones de la Formación Fox Bay (Devónico), aunque la ausencia de fósiles y trazas distintivas descarta esta posibilidad. Por otro lado, su composición litológica, estructuras sedimentarias y la ausencia de trazas fósiles

diagnósticas contrastan fuertemente con lo observado en el Miembro ALBEMARLE, lo cual sugiere que debería ser considerado como una unidad aparte (Aldiss y Edwards, 1999).

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Broquet (C.A.M.), 1992.

LIPEÓN (Formación...; Esquistos...).....Llandoveryano inf. - Ludloviano

(*Sierras Subandinas occidental y este de la Cordillera Oriental, Jujuy/Salta, aprox. 22°15'–24°29' lat. S y 64°50'–65°30' long. O.*)

SCHLAGINTWEIT (O), 1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y Bolivia. *Revista Minera, Sociedad Argentina de Mineralogía y Geología*, 13, p. 122.

TURNER (J.C.M.), 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 41(2), p. 181-182.

Localidad Tipo: Río Lipeo (Salta) a partir de las observaciones de Schlagintweit (1938).

Descripción original: “Esta denominación se aplica a un potente conjunto de lutitas micáceas que constituyen un único afloramiento, que se extiende desde el límite norte de la región hasta poco más al sur del abra Sepultura. Corresponen a los Esquistos de Lipeón [Esquistos de Lipeo], denominación dada por Schlagintweit (1943, p. 122) al describir afloramientos a pocos centenares de metros al naciente de la margen oriental de la región. Posiblemente sean homólogas a las areniscas y lutitas descritas por Schlagintweit (1943, p. 116) como complejos F y DI, por Angelelli (1946, p. 123) como “Areniscas Amarillentas”, por Nieniewsky y Wleklinski (1950, p. 181) también como “Areniscas Amarillentas” aunque expresan la opinión que sería más apropiada la denominación de esquistos (lutitas). Todos los autores se refieren a la comarca de Zapla, provincia de Jujuy.... La Formación comienza con areniscas de grano fino, micáceas, de color gris verdoso, sobre el cual se apoyan dos bancos ferruginosos de 1 a 4 m de espesor. A continuación se dispone una sucesión monótona de lutitas y areniscas, que se ha dividido en tres miembros. El inferior está integrado por areniscas de grano fino y lutitas de color gris oscuro, estratificadas en bancos de 3 a 4 cm de espesor. Siguen areniscas de grano muy fino y lutitas de colores gris y castaño hasta casi negro. En los dos miembros se ha observado la presencia de un pequeño plegamiento o rizadura en bancos de lutitas, característicos para esta formación. El segundo miembro es sumamente micáceo. Finalmente se tienen lutitas de colores gris claro y rojizo, que persisten hasta el techo. Algunos bancos presentan concreciones, por lo general de forma alargada, de tamaño variable, oscilando entre 10 y 5 cm de largo. Las lutitas y areniscas de los tres miembros se caracterizan por ser muy micáceas, que imparten a las lutitas un brillo particular y por presentar una estructura corrugada. Otra característica de esta Formación es el clivaje muy abundante....En varios niveles presentan concreciones de arcilla ferruginosa....”

Descripción: En el Río Lipeo y en el Río Baritu, fueron identificados originalmente los Esquistos de Lipeo en la base y las Areniscas de Baritú en el techo. Los Esquistos de Lipeo fueron identificados por varios autores como un potente conjunto de lutitas micáceas compuestas principalmente por limos y vaques muy bioturbados de tonalidades grisáceas. La porción basal de esta unidad es la que mejor mantiene preservadas las estructuras primarias, representadas principalmente por laminación y estructuras de tipo “lenticular”, que demuestran la acción del oleaje, presumiblemente de tormenta. Esta porción basal también está caracterizada por la presencia de concreciones ferruginosas en bancos de 1 a 4 m de espesor, las que en algunos casos alcanzan a formar bancos de considerable continuidad lateral. La parte media y superior de la formación se presenta muy bioturbada, al punto tal que las estructuras primarias se encuentran obliteradas casi en su totalidad. Los “manchones” que escapan a la misma también muestran laminaciones afectadas por oleaje. Otros elementos poco afectados por la bioturbación corresponden a esporádicas y delgadas intercalaciones arenosas interpretadas como tempestitas distales, ya que presentan laminación de tipo

hummocky (HCS). Entre las bioturbaciones se han podido distinguir perforaciones tanto paralelas como perpendiculares a la estratificación, habiéndose observado una cantidad importante de formas tipo "Zoophycus". El aumento en las intercalaciones de tempestitas hacia la parte superior de la formación marca el pasaje transicional a la asociación de facies de plataforma proximal que caracteriza a la Formación Baritú. Esta transición se resuelve en una decena de metros. Muy poco frecuentes fueron las descripciones de niveles de calizas oscuras, a veces lentiformes o nodulares. (Padula *et al.*, 1967; Mingramm y Russo, 1972; Starck *et al.* 1992).

La Formación Lipeón inicia un cortejo transgresivo con depósitos de plataforma fangosa, característicos de un período transgresivo posglacial al que se asocian mantos de hierro oolítico, sucedidos por planicies fangosas dominadas por trazas de *Zoophycos*. En esta unidad están representadas 2 asociaciones de facies: asociación de facies de barras oolíticas estuarinas (parte inferior de la Formación Lipeón) y asociación de plataforma fangosa (parte superior de la Formación Lipeón). La intensa bioturbación que, en general, borra la estratofábrica y las estructuras primarias le otorga su aspecto fangoso, indicando que se trataría de facies de plataforma dominada por faunas detritívoras de baja icnodiversidad, relacionadas a una pobre oxigenación del sustrato (Astini y Marengo, 2006). Para estos últimos autores, los mantos de hierro pueden interpretarse localmente como depósitos en engolfamientos o estuarios luego del inicio de la inundación.

Espesor: En la Sierra de Cinco Picachos, en Salta, la Formación Lipeón muestra un intenso grado de plegamiento decamétrico, debido a incompetencia mecánica, especialmente en relación a esfuerzos tectónicos pliocenos. En el corte del Río Lipeo se habría medido alrededor de 1000 m, si se admite que la serie es prácticamente normal. En el Río Baritú el espesor resultaría mucho menor, pero no es seguro que se trate de un perfil completo. Algunos autores mencionan un espesor probable de 500 metros en esta Sierra. Turner (1960), midió en la quebrada Mecoyita 1600 m de espesor y en la Sierra de Zapla se han medido 667,50 m (Sánchez, 1989). En el perfil del Río Pescado fueron medidos 650 m, espesor que se estima representativo de la faja occidental de las Sierras Subandinas. En Caspalá totaliza 605 m y en el Abra de Zenta 280 m.

Relaciones Estratigráficas: La base es aparentemente discordante sobre las tilitas de Zapla y las tilitas de la Formación Mecoyita según Turner (1960). La Formación Lipeón suprayace a la Formación ZAPLA (véase) registrando la inundación relacionada a la transgresión posglacial, iniciando la Supersecuencia Cinco Picachos (Astini y Marengo, 2006). El contacto superior, en la Sierra de Zapla, con la Formación Arroyo Colorado es transicional y se manifiesta por un aumento gradual de la fracción de arena (Sánchez, 1989). El techo de Lipeón es progradante, por lo tanto, forma parte de una secuencia que según las localidades puede ser mapeada como base de la Formación Baritú o como techo de la Formación Lipeón.

Extensión geográfica: Se reconoce en superficie, principalmente en la parte oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas más occidentales, en territorio argentino (Padula *et al.*, 1967; Turner, 1960). Se extiende desde el norte de Salta, hasta el Abra Sepulturas al sur. La Formación Lipeón aflora en la parte sur de la Sierra de Santa Bárbara (A° Santa Bárbara, A° Cachipunco y en arroyos del flanco oriental), en la Sierra de Zapla, (A° Garrapatal, etc. en el flanco oriental y también en el flanco occidental de la sierra) y continúan en las sierras del Departamento Anta.

Paleontología y edad: El contenido fosilífero de la Formación Lipeón fue extensamente estudiado en la Sierra de Zapla y las conclusiones a las que se arribaron son que el tramo inferior tendría una edad llandoveryana tardía-wenlockiana temprana, de acuerdo a Waisfeld y Sánchez (1993). La trilobitofauna estudiada en ese trabajo permite distinguir una asociación inferior, presente en la base del miembro inferior en la que, además del género *Trimerus*, se destaca *Ananaspis*, con un registro que abarca desde el Wenlockiano temprano al Wenlockiano tardío. La trilobitofauna descrita sugiere una edad más antigua para los tramos basales del miembro inferior de la Formación Lipeón y permite extender su rango al menos hasta el Llandoveryano tardío – Wenlockiano temprano. A su vez, los trilobites indican una edad no más joven que ludloviana para la parte alta del miembro superior.

El tramo medio de la Formación fue datado como Ludloviano por Sánchez (1991), en coincidencia con las conclusiones de Baldis *et al.* (1976) quienes, sobre la base del estudio de

los trilobites, proponen una edad wenlockiana – ludloviana para los tramos superiores de la formación, particularmente por la presencia del género *Dualina*.

Benedetto (1991) le otorga un biocrón mayor, considerando a la fauna descrita como wenlockiana (Asociación de *Heterorthella*) hasta ludloviana – pridoliana (Asociación de *Clarkeia* – *Ancillotoechia*).

En la Sierra de Cinco Picachos, en el Angosto de Alarache, se ha encontrado en unas pelitas del techo de la Formación Lipeón, o base de la Formación Baritú, plantas psilofitales del género *Cooksonia* sp. consideradas del Ludloviano a Pridoliano y Lochkoviano, además de la presencia del bivalvo *Ptychopteria (Actinopteria) migrans migrans* conocido en el Ludloviano de Bohemia. En el mismo perfil, en niveles algo más jóvenes, se encuentra la asociación del braquiópodo *Coelospira* sp. con el trilobite *Andinacaste* sp., ambos de biocrones ludlovianos a pridolianos (Albariño *et al.*, 2002 y Alvarez *et al.*, 2003). Malanca *et al.* (2010) describen una fauna conchífera proveniente de la sección superior de la Formación Lipeón, aflorante en área Bermejo-Los Toldos (Sierras Subandinas, límite argentino-boliviano). Esta fauna está constituida casi exclusivamente por moluscos, siendo los bivalvos las formas dominantes. Se destacan *Andinodesma* sp. cf. *A. radcostata* Rehfeld y Mehl y *Nuculites* sp. cf. *N. frigidus* Bradshaw y McCartan. La asociación es similar a la descrita para la Formación Tarabuco (Interandino boliviano), asignada al Ludloviano.

Los primeros resultados palinológicos de la Formación Lipeón, provienen de la Sierra de Zapla, donde en base a la asociación de acritarcos hallada (*Carminella maplewoodensis* Cramer, *Multiplicisphaeridium ornatum* Pöthe de Baldi, *Domasia limaciformis* (Stockmans y Williére) Cramer, *Multiplicisphaeridium neahgae* (Cramer) Eisenack *et al.*, *Elektoriskos aurora* Loeblich, la sección inferior de esta unidad fue asignada al Llandoveryano-Wenlockiano temprano (Bultynck y Martin, 1982). En el Río Capillas y el Arroyo Matos, Sierra de Zapla, Grahn y Gutierrez (2001) a partir del análisis de quitinozoos registran *Margachitina margaritana* (Eisenack) y *Pterochitina deichaii* Taugourdeau, postulando una edad telychiana tardía a sheinwoodiana temprana para la sección inferior de la Formación Lipeón. Rickards *et al.* (2002) interpretaron una edad llandoveryana temprana para la misma sección, por el hallazgo de graptolitos de las biozonas de *acuminatus-atavus*. En el Río Capillas, Sierra de Zapla, se registraron palinomorfos marinos y continentales bien preservados, abundantes y diversos, en los niveles inferiores de esta unidad. Entre los acritarcos se destacan *Dactylofusa estillis* Cramer y Diez, *Dactylofusa maranhensis* Brito y Santos, *Beromia rexroadii* Wood, *Baiomeniscus camurus* Loeblich, *Carminella amaplewoodensis* Cramer y criptoesporas como *Imperfectotriletes vavrdovae* (Richardson) Steemans *et al.*, que permiten inferir una edad próxima al límite Aeroniano/Telychiano y no mayor que Aeroniano tardío (Rubinstein, 2005; Rubinstein y de la Puente, 2008). En afloramientos de la sección inferior de la Formación Lipeón, en el área de Chamarra, Cordillera Oriental, Toro (1995) registró graptolitos correspondientes a las biozonas de *Demirastrites convolutus* y probablemente *Stimulograptus sedgwickii* lo que permitió interpretar una edad llandoveryana media a llandoveryana media-tardía para los niveles portadores. Rubinstein y Toro (2006), en afloramientos de la unidad en Chamarra (Cordillera Oriental) describieron una asociación de acritarcos y criptoesporas, en los niveles con graptolitos, conteniendo acritarcos como *Crassianguilina variacornuta* Wauthoz *et al.* y *Onondagaella asymmetrica* (Deunff) Playford, que avalan la edad aeroniana tardía. La integración de análisis palinológicos y sedimentológicos de alta resolución permitió recuperar asociaciones de quitinozoos, en el área del Río Capillas, que confirman una edad rhudaniana para los niveles inmediatamente superiores al conglomerado basal de la Formación Lipeón, en el Río Capillas, aeroniana para los niveles por encima de los bancos ferríferos mayores, sugiriendo una edad telychiana-sheinwoodiana para el resto de la unidad (de la Puente *et al.* 2012, 2013).

Observaciones: En el subsuelo oriental aparece como colateral del “Lipeón” la Formación Copo (Padula *et al.*, 1967). Se correlaciona perfectamente con la Formación Kirusillas de Bolivia, donde se identifican (Dávila y Rodríguez, 1967) *Leptaena* cf. *rhomboidalis*, *Orthostrophia* cf. *dartae*, Homalonotidae, *Dalmanites* y *Monograptus dubius* Suess con *Berychia* cf. *tonolowayensis*, *Chonetes* sp., *Orthoceras* sp. y *Monograptus dubius* (Dávila y Rodríguez, 1967), que según algunos autores es indicador del Ludloviano o al menos Wenlockiano muy alto. Antelo (1978) y Boso y Monaldi (2008) consideran a la Formación CACHIPUNCO (véase), aflorante en las sierras de Santa Bárbara, Cachipunco y Centinela, como un equivalente local de la Formación Lipeón. Según Antelo (1978), los afloramientos más

australes de la Formación Lipeón se encuentran en la Sierra del Gallo y están representados por la Formación UNCHIMÉ (véase) (Ruiz Huidobro, 1955).

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Albariño (L.A.), Dalenz Farjat (A.), Alvarez (L.), Hernández (R.) y Perez Leyton (M.), 2002; Alvarez (L.A.), Dalenz Farjat (A.), Hernández (R.M.) y Albariño (L.M.), 2003; Angelelli (V.), 1946; Antelo (B.), 1978; Astini (R.A.) y Marengo (L.), 2006; Astini (R.A.), Waisfeld (B.G.), Toro (B.A.) y Benedetto (J.L.), 2004; Baldis (B.A.), Benedetto (J.L.), Blasco (G.) y Martel (M.), 1976; Benedetto (J.L.), 1991; Benedetto (J.L.) y Toro (B.A.), 1996; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Bultynck (P.) y Martin (F.), 1982; Davila (J.) y Rodriguez (E.), 1967; de la Puente (G.S.), Astini (R.A.), Rubinstein (C.V.) y Oviedo (N.), 2012; de la Puente (G.S.), Rubinstein (C.V.) y Astini (R.A.), 2013; Grahn (Y.) y Gutiérrez (P.R.), 2001; Malanca (S.), Aris (M.J.), Boso (M.A.), Gallardo (E.), Brandán (E.M.) y Fernández (J.C.), 2010; Mingramm (A.) y Russo (A.) 1972; Moya (M.C.) y Monteros (J.C.), 1999; Padula (E.), Roller (E.O.), Mingramm (A.R.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Rickards (B.), Ortega (G.), Bassett (M.), Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2002; Rubinstein (C.V.), 2005; Rubinstein (C.) y de la Puente (G.S.), 2008; Rubinstein (C.) y Toro (B.A.), 2006; Sánchez (T.M.), 1989, 1991; Schlagintweit (O.), 1938, 1943; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1992; Toro (B.A.), 1995; Turner (J.C.M.), 1960; Waisfeld (B.) y Sánchez (T.M.), 1993.

LITUIGRAPTUS CONVOLUTUS (Zona de ...)Llandoveriano medio

(Cordillera Oriental, Prov. Jujuy, aprox. 24°31' lat. S y 65°40' long. O)

TORO (B.A.), 1995. Primer hallazgo de graptolitos del Silurico (Llandoveriano) en la Cordillera Oriental, provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 32 (4), p. 375-384.

Descripción: La asociación de *Paraclimacograptus innotatus* (Nicholson), *Clinoclimacograptus retroversus* Bulman y Rickards y *Stimulograptus sedgwickii* (Portlock) sugiere la presencia de la parte superior de la zona de graptolitos de *L. convolutus* en la sección expuesta en la quebrada de Chamarra, en el borde occidental de la Cordillera Oriental.

Edad: Toro (1995) asignó a los niveles de la Formación LIPEÓN (véase), portadores de la fauna de graptolitos mencionada, una edad llandoveriana media a media tardía. Posteriormente, la misma fue acotada al Aeroniano superior por Rubinstein y Toro (2003).

(B. TORO)

Referencias: Rubinstein (C.V.) y Toro (B.A.), 2003; Toro (B.A.), 1995.

LOS BRETES (Formación...).....Hirnantiano? - Wenlockiano inf.

(Sierra de la Invernada, Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°–31°15' lat. S y 69° long. O)

PERALTA (S.H.) y LEÓN (L.), 1993. Estratigrafía, sedimentología y correlación de los depósitos silúricos de Pachaco, Precordillera Central sanjuanina. *12° Congreso Geológico Argentino* (Mendoza), *Actas* 1, p. 142-145 (como Facies Pachaco de la Formación Tambolar).

PERALTA (S.H.), 2013. El Silúrico del flanco oriental de la Sierra de la Invernada, Precordillera de San Juan: implicancias estratigráficas y paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(4), p. 481.

Localidad tipo: Se reconoció inicialmente en la Quebrada Los Bretes, de donde proviene el nombre de la unidad (Peralta y León, 1993), en el flanco oriental de la Sierra de la Invernada, aunque debido al tectonismo no fue posible definir en esta localidad su estrato-tipo. Peralta (2013) establece el estrato-tipo en la quebrada de Los Cazadores, en el cerro Blanco de

Pachaco, margen sur del río San Juan, por su proximidad a la Ruta 20 y la buena preservación de la sucesión, que presenta su base y tope expuestos.

Descripción original: Peralta y León (1993, pp. 142-145) describen la Facies Pachaco de la Formación TAMBOLAR (véase), posteriormente elevada al rango de Formación Los Bretes por Peralta (2013), de la siguiente manera: “Las observaciones de campo han permitido reconocer en la sucesión estudiada, en base a sus caracteres líticos y de coloración, dos unidades con jerarquía de Miembros a saber: Miembro de fangolitas verdes (inferior) y Miembro de fangolitas moradas (superior).....[el Miembro de fangolitas verdes] en su base se inicia con un nivel conglomerádico mantiforme, de hasta 35 cm de espesor y coloración pardo-oscura.....mientras que en su techo grada a depósitos fango-sostén o de fangolitas guijarrosas (*pebly mudstones*), que transicionalmente pasan a fangolitas bioturbadas de coloración verdosa.....cuyo límite superior es neto respecto a la base del miembro suprayacente.....Los depósitos de fangolitas verdes, que representan casi la totalidad del espesor del miembro, se destacan por el notable desarrollo de rasgos de bioturbación de la lcnofacies de *Zoophycos*.....[el Miembro de fangolitas moradas] consiste principalmente en depósitos de fangolitas moradas, intensamente bioturbadas, con intercalaciones de capas de areniscas y areniscas limolíticas de hasta 30 cm de espesor, que incluyen en la base o interestratificadas acumulaciones bioclásticas de espesor variable, en las que el relleno intersticial es detrítico.....En general presentan estratificación paralela lateralmente continua, con base irregular neta a levemente erosiva y pasaje gradacional a las fangolitas moradas.....Los rasgos de bioturbación son constantes en el sedimento, representados por estructuras de *Zoophycos*, *Phycosiphon* y frecuentes túneles de *Chondrites*....”

Descripción: La Formación Los Bretes está integrada por dos miembros: inferior de fangolitas verdes (16 m) y superior de fangolitas moradas (9 m). El miembro inferior presenta un conglomerado basal, de coloración pardo oscura, geometría tabular y fábrica clasto-soportada. Está integrado predominantemente por clastos de chert, texturalmente maduros, con tamaños de 0,5 a 15 cm, con predominio de tamaños de 5 a 9 cm. La matriz es escasa, tamaño arena mediana a gruesa, compuesta principalmente por granos de chert, en menor proporción de cuarzo y subordinadamente de limolita. Continúan fangolitas de coloración verde, que en partes muestran típica textura moteada por concentración de materia orgánica debido a bioturbación. El miembro superior de fangolitas moradas sobreyace transicionalmente al miembro inferior. En la quebrada de Los Bretes, la formación homónima se presenta mezclada tectónicamente con láminas de calizas de la Formación San Juan y su espesor se puede encontrar sobredimensionado como resultado de la deformación que afecta este sector. Está integrado por fangolitas moradas con textura moteada por bioturbación intensa, con escasas y delgadas intercalaciones de capas de areniscas muy finas a finas y limolitas, con gradación normal, base neta y tope ondulado, gradacional a las pelitas, interpretadas como tempestivas (Peralta y León 1993, Peralta *et al.*, 1995). En el miembro superior se reconocen trazas fósiles de *Zoophycos*, *Planolites* y *Phycosiphon*, que indican ambiente de plataforma distal y condiciones de aguas profundas, así como intercalaciones de acumulaciones bioclásticas basales o interestratificadas, que contienen abundantes restos de braquiópodos, en regular estado de preservación, no descriptos, para las secciones de la Formación Los Bretes expuestas al norte del río San Juan (Peralta, 2013).

Espesor: 25 m en el perfil tipo (Peralta, 2013).

Relaciones Estratigráficas: Limita en la base con las calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan y en el techo con las pelitas basales de la Formación LOS ESPEJOS (véase), en los perfiles de Gualilán, Agua del Puntudo, Los Bayos, Agua del Medio, Los Bretes y La Cantera o las pelitas basales de la Formación Punta Negra en el área de Pachaco, a través de paraconcordancias (Peralta, 2013).

Extensión geográfica: Aflora desde la quebrada del Agua del Medio hasta el área del río San Juan (Peralta, 2013).

Paleontología y edad: En el miembro superior de fangolitas moradas, en la sección del cerro Blanco de Pachaco, Benedetto y Franciosi (1998) describen una fauna de braquiópodos integrada por *Orthostrophella* n. sp., *Dedzetina* (*Notodedzetina*) *silurica*, *Leangella* (*Laengella*)

sp., *Leptaena* sp., *Australina* sp., *Howellella?* sp. y *Harringtonina?* sp. Esta fauna, asignada a la "fauna de *Leangella*", indicaría una edad no más joven que Wenlockiano tardío y se correlacionaría con la "primera asociación" de braquiópodos (sensu Benedetto *et al.*, 1992), que ocurre con la "Comunidad dominada por *Australina*" (Sánchez *et al.*, 1991) en el miembro inferior de la Formación LOS ESPEJOS (véase), en la quebrada de Poblete, área de Talacasto. De acuerdo a Peralta (2013), la información bioestratigráfica existente sugiere el carácter diacrónico entre los niveles superiores de la Formación LA CHILCA (véase) en el área de Talacasto y de la Formación Los Bretes en el área de Pachaco y secciones al norte del río San Juan. La edad considerada por este autor para la Formación LA CHILCA es llandoveriana tardía-wenlockiana temprana, mientras que en la Formación Los Bretes, la asociación de braquiópodos, "fauna de *Leangella*", indicaría una edad no más joven que wenlockiana tardía, equivalente a la indicada para el miembro inferior de la Formación LOS ESPEJOS en Talacasto.

Observaciones: Peralta (2013) designa formalmente Formación Los Bretes (*nom. nov.*) a la denominada por Peralta y León (1993) Facies Pachaco de la Formación TAMBOLAR (véase), considerándola como un equivalente lateral de la Formación LA CHILCA.

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Benedetto (J.L.) y Franciosi (M.), 1998; Benedetto (J.L.), Racheboeuf (P.R.), Herrera (Z.A.), Brussa (E.D.) y Toro (B.A.), 1992; Peralta (S.H.), 2013; Peralta (S.H.) y León (L.I.), 1993; Peralta (S.H.), León (L.I.) y Carter (C.H.), 1995; Sánchez (T.M.), Waisfeld (B.G.) y Benedetto (J.L.), 1991.

LOS ESPEJOS (Formación...).....Wenlockiano? - Lochkoviano

(*Precordillera Central de San Juan*, aprox. 30°12'–31°20' lat. S y 68°49' long. O)

CUERDA (A.), 1965. *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana* 4(5), p. 174-175.

Localidad tipo: Se localiza en la comarca situada al noroeste del cerro La Chilca, surcada por la quebrada del Río Los Espejos, San Juan (Cuerda, 1985).

Descripción original: "Sin solución de continuidad [sobre la Formación La Chilca] sigue hacia arriba el conjunto de capas reunidas en esta entidad, donde lutitas y lutitas arenosas de matices verde aceituna, verde claro y verde grisáceo representan las tonalidades de la secuencia en la sección examinada inmediatamente al norte de la quebrada de Los Espejos. Las lutitas muestran marcada y fina estratificación regular, tratándose de sedimentitas uniformes en su distribución areal. Las lutitas arenosas obviamente presentan una textura más granular, aunque fina, no obstante lo cual, las láminas de que el conjunto se compone tienen un espesor de 1 - 2 cm. Esta formación contrasta con la anterior [La Chilca] por la tonalidad y caracteres sedimentológicos; en el terreno predominan las lutitas verdes en la sección inferior y media de dicha secuencia, dominando en la porción superior de la columna las pelitas arenosas, por igual uniformes. Bancos calcáreos de hasta 0,50 m de espesor se intercalan en los miembros enunciados. Estos depósitos calizos de tono castaño gris oscuro exteriormente hasta grisáceo blanquecino en corte fresco, son compactos y al golpe se fragmentan en piezas astillosas de filo marcado, desprendiéndose en el caso vapores fétidos que revelan su igual procedencia orgánica en la secuencia. Otro de los caracteres a destacar de las capas calcáreas es que algunas encierran en su masa restos [fósiles]....., cuya frecuencia en algunos litotopos es tan elevada, que el calcáreo está reemplazado a la vista por las masas de brechas orgánicas de tipo coquina. Sin embargo, la llamativa distinción de este conjunto formacional es precisamente la existencia de dos capas con graptolitos que dentro de los miembros lutítico y lutítico arenoso han sido localizados en los niveles de 170 y 350 m. por encima del límite con la formación precedente [La Chilca]....."

Descripción: Se diferencian siete asociaciones de facies: a) de conglomerados ferruginosos, b) de pelitas verdes y moradas, c) de ritmitas tabulares delgadas, d) heterolíticas

finas, e) heterolíticas gruesas, f) de areniscas amalgamadas y g) de complejos heterolíticos deformados. La asociación basal (a) es similar a la descrita para la Formación LA CHILCA (véase), pero posee una mayor concentración de hematina que en general proviene de la oxidación y disolución de oolitas originalmente chamosíticas. En general no supera los 50 cm. Su génesis es similar a la de la Formación LA CHILCA (véase) constituyendo el conglomerado transgresivo de esta unidad. La asociación de pelitas verdes y moradas (b) sobreyace a los conglomerados e indica momentos de reducida energía donde dominaron procesos de decantación, con muy esporádicos depósitos de tempestitas distales que aparecen en el tramo superior. Se alternan horizontes fangosos bioturbados con otros laminados. Los espesores varían de 30 a 50 m y su mayor desarrollo corresponde al sector centro-norte. Esta asociación se habría generado en la plataforma externa al resguardo del oleaje de tormentas. La asociación de ritmitas tabulares delgadas (c) incluye tempestitas distales y fangolitas de tiempo normal en relaciones arenisca:pelita inferiores a 1:2 - 1:4. Por su continuidad lateral y contenido ichnológico (ichnofacies de *Nereites*) han sido confundidas con turbiditas. Se desarrollan en tramos entre 10 y 20 m a continuación de la asociación fangosa y se repiten con menor espesor en algunos intervalos del tercio medio. La asociación de facies heterolíticas finas (d) incluye tramos de secuencia con predominio de estratofábricas mixtas de tracción-decantación a partir de flujos predominantemente oscilatorios, que originan estructuras lenticulares y ondulantes. Se desarrollan coquinas laminares que indican concentraciones autóctonas y parautóctonas. Se intercala con las asociaciones heterolítica gruesa y de areniscas amalgamadas, constituyendo la sedimentación de fondo en el tramo medio y superior de esta unidad. Caracteriza a un medio marino somero bajo la influencia del oleaje de buen tiempo en la transición de la plataforma interna a la cara de playa. La asociación de facies heterolíticas gruesas (e) incluye capas de arenisca media a gruesa, con continuidad lateral restringida y geometría de los cuerpos plano-convexa. Constituye paquetes de unos 5 m de espesor, con relación arenisca:pelita ~ 1:1, que suelen estar coronados por la asociación amalgamada en los sectores norte y centro. Las pelitas están fuertemente bioturbadas y las trazas corresponden a la ichnofacies de *Cruziana*. Las concentraciones de fósiles poseen mayor retrabajo que en la asociación de facies heterolíticas finas. La estratofábrica de esta asociación indica fuerte influencia del oleaje de tormentas como modelador del fondo y agente concentrador de acumulaciones fosilíferas, que sumada a la litología e ichnofacies dominante permiten interpretar un depósito en la cara de playa. La asociación de areniscas amalgamadas (f) está presente a partir del tercio medio de manera recurrente en las secciones del ámbito central y norte. Los bancos amalgamados poseen abundante lenticularidad interna, la granulometría alcanza ocasionalmente la arena media y son frecuentes los parches de coquina. Una particularidad de esta asociación son los tapices de micro-ondulitas que ocasionalmente la coronan y sobre la cual se apoyan en forma neta pelitas arcillo-limosas indicando un cambio brusco de las condiciones ambientales. Las superficies con desarrollo de micro-ondulitas, por sus características, indican una marcada somerización y eventualmente exposición subaérea de la línea de costa. Esta asociación indica ambiente de cara de playa somera, afectado por una elevada energía del medio y exposición periódica. La asociación de complejos heterolíticos deformados (g) constituye paquetes de hasta 15 m, que se observan especialmente en el sector centro-norte, donde la unidad alcanza sus edades más jóvenes. Internamente han estado constituidos predominantemente por la asociación de facies heterolíticas gruesas y parcialmente por la fina, que posteriormente a su depositación fueron deformadas generando multiplicidad de pliegues sisarmónicos. Este fenómeno es interpretado como producto de licuefacción y fluencia inducida por actividad sísmica. Esta actividad sísmica se relaciona con la fase diastrófica Precordillerana que habría ocasionado el importante hiato que se ubica entre esta unidad y la Formación Talacasto (Devónico). El efecto de la pendiente depositacional es descartado por su bajo gradiente (Astini y Maretto, 1996).

Espesor: En los afloramientos del norte alcanza los mayores espesores, que son del orden de 500 m en las secciones estratigráficas del cerro del Fuerte y Loma de los Piojos, mientras que hacia el sur se adelgaza no sobrepasando los 25 m de potencia (Benedetto *et al.*, 1992; Astini y Maretto, 1996).

Relaciones estratigráficas: Según Cuerda (1985) es concordante con la Formación LA CHILCA (véase), con contacto neto a transicional y el límite superior está dado por el pasaje transicional a las sedimentitas eodevónicas suprayacentes. La transición con la Formación LA CHILCA (véase) estaría dada por un hiato erosivo en casi toda la cuenca. En el tope, el pasaje

a la Formación Talacasto (Devónico), representa una discontinuidad regional de magnitud creciente de norte a sur (Sánchez *et al.*, 1993; Astini y Maretto, 1996).

Extensión geográfica: Se extiende desde la latitud de Jáchal hasta el Río San Juan al sur.

Paleontología y edad: Cuerda (1965) menciona la presencia de *Australina jachalensis* Clarke y *Chonetes fuertensis* Kayser. En los bancos calcáreos de relativa posición más alta indica abundantes restos de *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.). De los dos niveles con graptolitos el inferior contiene *Monograptus uncinatus notouncinatus* Cuerda y el superior *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Elles y Wood y *Monograptus argentinus* Cuerda (Cuerda, 1965, 1969). En base al contenido de graptolitos Cuerda (1985) le asigna a la Formación Los Espejos una edad llandoveriana tardía-wenlockiana temprana a ludloviana temprana-media. Los graptolitos provenientes del tercio superior de la formación, en Cerro del Fuerte, fueron referidos a las zonas de *Neodiversograptus nilssoni* - *Lobograptus scanicus*, del Ludloviano temprano (Rickards *et al.*, 1996). Waisfeld *et al.* (1988) describen una trilobitofauna proveniente de los niveles superiores de la formación en Cerro del Fuerte. Se trata de taxones es su mayoría citados o descritos por primera vez en el país, de extensa distribución estratigráfica y algunas especies restringidas a la región como *Calymene vallecitoensis*.

El estudio de braquiópodos permitió distinguir cuatro asociaciones faunísticas, así como proponer correlaciones entre las secciones estudiadas (Cerro del Fuerte, Las Aguaditas, Loma de Los Piojos, Talacasto y Tambolar) (Benedetto *et al.*, 1992). Estos autores reconocen por primera vez la probable presencia del Wenlockiano, del Ludloviano y Pridoliano, indicando para la cuarta asociación, en el techo de la unidad, en Cerro del Fuerte, una edad lochkoviana temprana.

Los primeros estudios de conodontes corresponden a Hünicken (1975) y Hünicken y Sarmiento (1988). Posteriormente, Albanesi *et al.* (2006) reconocen la Zona de *Kockelella variabilis variabilis* en coquinas carbonáticas de la parte media-superior de la Formación Los Espejos, en Quebrada Ancha (Sierras de Talacasto), que les permite asignar los niveles portadores al Ludloviano temprano (Gorstiano). Heredia *et al.* (2007) reconocen la presencia del conodonte *K. variabilis variabilis* Walliser en la parte superior de la Formación Los Espejos, en Cerro del Fuerte, lo que indicaría una edad ludloviana temprana para los niveles portadores y no lochkoviana como se había interpretado en base a la fauna de braquiópodos (Benedetto *et al.*, 1992).

Las investigaciones palinológicas de esta unidad han sido objeto de numerosas publicaciones (Pöthe de Baldis, 1975a, 1975b, 1981, 1998; Rubinstein, 1992, 1993, 1995, 1997b, 2001 y citas incluidas). En el primer estudio integrado de palinomorfos y graptolitos realizado por Rubinstein y Brussa (1999) se distinguieron tres asociaciones compuestas por acritarcos y en menor proporción mioesporas. Las asociaciones palinológicas denominadas 3 y 4 corresponden a la parte inferior de la Formación Los Espejos en Quebrada Ancha, donde no se hallaron graptolitos ni otros fósiles de valor estratigráfico. A pesar de que los estratos que las contienen habían sido previamente asignados al Wenlockiano, los palinomorfos indicaron una edad no mayor que homeriana tardía o gorstiana temprana, debido a la presencia del género *Emphanisporites*, y los acritarcos *Ozotobrachion* y *Fimbriaglomerella*. La Asociación 5, correspondiente a la Zona de *Neodiversograptus nilssoni* - *Lobograptus scanicus*, de edad gorstiana (ludloviana temprana) se presenta en la parte superior de la formación. García Muro y Rubinstein (2015) ajustaron la edad de esta unidad en base a palinomorfos marinos y terrestres. La edad más antigua correspondería al Wenlockiano, en la localidad de Cerro La Chilca, por la presencia de *Schismatosphaeridium algerense* Cramer y Díez e *Hispanaediscus lamontii* Wellman. El Ludloviano y sus pisos Ludfordiano y Gorstiano? se reconocen por la presencia de acritarcos como *Fimbriaglomerella divisa* Loeblich y Drugg y *Ozotobrachion palidodigitatus* (Cramer) Playford y esporas como *Chelinospora* cf. *cantabrica* Richardson *et al.*, *C. sanpetrensis* (Rodríguez) Richardson *et al.*, *Synorisporites tripapillatus* Richardson y Lister, *Chelinospora* cf. *hemisferica* Richardson *et al.*, Morphon *Chelinospora verrucata* var. *verrucata* García Muro *et al.* y *Amicosporites* cf. *streelii* Steemans. El Pridoliano fue observado en Quebrada Ancha, sección más austral estudiada, principalmente por la presencia de esporas como *Breconisporites* sp. B en Richardson *et al.*, *Brochotriletes foveolatus* Naumova y *Leonispora argovejiae* Cramer y Díez (Rubinstein y García Muro, 2011, 2013; García Muro y Rubinstein, 2015; García Muro *et al.*, 2014, 2018b). El hallazgo de las esporas *Chelinospora cantabrica* Richardson *et al.*, cf. *Streelispora newportensis* (Chaloner y Streel) Richardson y

Lister, *Cymbosporites proteus* McGregor y Camfield y el Morphon *Dictyotriletes* cf. *emsiensis* Rubinstein *et al.*, además de acritarcos como *Thysanoprobolus polykion* Loeblich y Tappan y *Schizocystia pilosa* Jardiné *et al.* (García Muro *et al.*, 2014b), en la sección más septentrional (Río Jáchal), confirma la edad lochkoviana para los niveles cuspidales de la formación, registrándose el límite Silúrico/Devónico en la Formación Los Espejos.

(C.V. RUBINSTEIN y V.J. GARCÍA MURO)

Referencias: Albanesi (G.L.), Ortega (G.) y Hünicken (M.A.), 2006; Astini (R.A.) y Mareto (H.M.), 1996; Benedetto (J.L.), Racheboeuf (P.R.), Herrera (Z.A.), Brussa (E.D.) y Toro (B.A.), 1992; Cuerdo (A.J.), 1965, 1985; Cuerdo (A. J.), Rickards (R.) y Cingolani (C.), 1988; García Muro (V.J.), Rubinstein (C.V.) y Steemans (P.), 2014a, 2014b, 2018b; García Muro (V.J.) y Rubinstein (C.V.), 2015; Heredia (S.), Mestre (A.) y Milana (J.P.), 2007; Hünicken (M.A.), 1975; Hünicken (M.A.) y Sarmiento (G.N.), 1988; Pöthe de Baldis (D.), 1975a, 1975b, 1981, 1998; ; Rickards (B.), Brussa (E.), Toro (B.) y Ortega (G.), 1996; Rubinstein (C.V.), 1992, 1993, 1995, 1997b, 2001; Rubinstein (C.V.) y Brussa (E.D.), 1999; Rubinstein (C.V.) y García Muro (V.J.), 2011, 2013; Sánchez (T.M.), Benedetto (J.L.) y Astini (R.A.), 1993; Waisfeld (B.G.), Toro (B.A.) y Brussa (E.D.), 1988.

LOWER OULODUS ELEGANS DETORTUS (...Zone).....Pridoliano medio

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°-32° lat. S y 68°-69° long. O*)

MESTRE (A.), GÓMEZ (M.J.), GARCÍAS (Y.), CORR DINI (C.) y HEREDIA (S.), 2017. Advances on Silurian-Devonian conodont biostratigraphy in the Central Precordillera, Argentina. En: Liao (J.-C.) y Valenzuela-Ríos (J. I.), Fourth International Conodont Symposium ICOS IV. Instituto Geológico y Minero de España. Cuadernos del Museo Geominero, 22: 105-108. Madrid.

Descripción: De acuerdo a Mestre *et al.* (2017), la fauna de conodontes característica de esta zona está integrada por: *Coryssognathus dubius* (Rhodes), *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson y Mehl), *O. e. elegans* (Walliser), *O. elegans detortus* (Walliser), *Oulodus* sp., *Oz. eosteinhornensis* s.s. (Walliser), *Ozarkodina* sp., *Panderodus uncostatus* (Branson y Mehl), *Pseudoonetodus beckmanni* (Bischoff y Sannemann), *Ps. bicornis bicornis* Drygant, *Ps. bicornis contiguus* Corradini, *Wurmiella excavata* (Branson y Mehl) y *Zieglerodina* sp.

Edad: Mestre *et al.* (2017) asignan a esta zona una edad pridoliana media.

Observaciones: Siguiendo a Corradini y Corrigan (2012), Mestre *et al.* (2017) destacan que la aparición de *Oz. eosteinhornensis* s.s. indica un horizonte bien definido; y reconocen que la Zona inferior de *O. e. detortus* se desarrolla en la parte superior de la Formación LOS ESPEJOS (véase), en las quebradas Ancha y de Pobleto, del área de Talacasto.

(B. TORO)

Referencias: Corradini (C.) y Corrigan (M.G.), 2012; Mestre (A.), Gómez (M.J.), Garcías (Y.), Corradini (C.) y Heredia (S.), 2017.

M

MASCOTA (Formación...; Grupo...).....Silúrico

(*Prov. Buenos Aires, Sierras Australes, aprox. 37°57' lat. S y 62°00' long. O*)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 21.

HARRINGTON (H.J.), 1970. Las sierras australes de la Provincia de Buenos Aires, Republica Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 165.

Descripción original: “Este grupo, que sigue directamente sobre el de La Lola, es uno de los más uniformes y mejor definidos de los que constituyen las series infrapaleozoicas, está integrado por unos 200 metros de areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, de características muy homogéneas. Se trata de areniscas cuarcíticas de color rosado pálido, parecido al de la flor de durazno, de lustre y brillo vítreo. Las rocas son densas compactas y macizas, presentando a menudo fractura conoidal. Se disponen en capitas bien definidas, de pocos centímetros de espesor, mostrando admirable laminación entrecruzada de tipo subácueo... En la mitad superior del grupo, estas areniscas cuarcíticas encierran lentes de materiales arcillosos. Las lentes son de tamaño reducido, apenas si de escasos milímetros de espesor y pocos centímetros de diámetro. Están siempre dispuestas paralelamente a los planos de estratificación y a veces son muy abundantes en un horizonte determinado. Están constituidas por esquistos arcillosos con aspecto de pizarras de colores pardo rojizo oscuro, gris morado hasta violáceo oscuro, gris negruzco, rojo ladrillo, rojo oscuro, gris verdoso o verde intenso. Cuando tiene colores verdosos son por lo general, micáceas. Estas lentes deben considerarse como verdaderas “clay-galls”. (Harrington, 1947, p. 21).

Descripción: Según Kilmurray (1975) la Formación Mascota está formada por psamitas rosadas a grises con algunas intercalaciones pelíticas (esquistos sericíticos).

Espesor: Los afloramientos en los alrededores del Cerro Pan de Azúcar alcanzan los 200 m de espesor.

Relaciones estratigráficas: Esta unidad sobreyace concordantemente a la Formación LA LOLA (véase) y subyace a la Formación TROCADERO (véase).

Extensión geográfica: Si bien no se encuentra en la bibliografía puede considerarse que su extensión se corresponde aproximadamente a la del Grupo CURAMALAL (véase).

Paleontología y edad: No se ha descrito contenido fosilífero en esta unidad.

Observaciones: Harrington (1970) denomina formalmente a esta unidad Formación Mascota.

(M.J. ARROUY y L. E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Andreis (R.R.) 1965; Harrington (H.J.) 1947, 1970; Kilmurray (J.O.), 1975.

MECOYITA (Formación...).....**Ordovícico sup. - Silúrico?**

(Cordillera Oriental de Salta, aprox. 22°00'–22°15' lat. S; 64°45'–65°00' long. O)

TURNER (J.C.M.), 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 41, p. 179-180.

Localidad tipo: Quebrada del este de la Sierra de Santa Victoria, límite con Bolivia.

Descripción original: Turner (1960) dice en las páginas 179 y 180 lo que sigue: “Los depósitos glaciáricos que se describirán a continuación fueron denominados “Horizonte Glacial de Zapla” por Schlagintweit (1943, p. 116). Se encuentran constituyendo un único afloramiento dentro del perímetro de la región, con forma de una estrecha faja y dirección nordeste sudoeste. A un kilómetro al naciente del borde oriental del mapa está el afloramiento descrito por Schlagintweit (1943)...El complejo está integrado por conglomerados

glacimarininos con intercalaciones de areniscas cuarcíticas y lutitas. Las tillitas están mal consolidadas y presentan en general disyunción esferoidal y carecen en general de estratificación o a lo sumo ésta es muy irregular. Tienen un color general grisáceo oscuro, que en partes puede ser gris verdoso y aún gris amarillento. La matriz es de grano muy fino, arcillosa, en la cual la distribución, como el tamaño, de los rodados, es muy irregular. Los rodados están integrados por cuarzo (predominante) granodiorita y cuarcitas. Los clastos generalmente están bien desarrollados y muy meteorizados: ocasionalmente se observan ejemplares estriados. Los rodados aumentan de tamaño hacia el techo. El diámetro máximo medido de un rodado es de 50 cm. Las areniscas y lutitas constituyen bancos de 10 a 20 cm de potencia”.

Descripción: El origen glaciario de la Formación Mecoyita fue puesto en duda por Turner (1960; p. 34) sugiriendo que además pueden ser turbiditas. Astini (2003) describe a la unidad como compuesta por diamictitas macizas con plegamiento disarmónico dúctil. Las diamictitas se componen de guijarros y bloques que muestran superficies pulidas facetadas, grupos de estrías bien diferenciables y diversamente orientadas, y formas cuadrangulares y pentagonales. Los clastos se componen predominantemente de guijarros de areniscas y bloques de granito que pueden alcanzar el tamaño métrico. La unidad contiene además lentes conglomerádicas y culmina con un intervalo diamictítico finamente estratificado con clastos sobredimensionados interpretados como producto de suspensión de *tills* periódicos con clastos caídos sobreimpuestos relacionados a períodos de derretimiento glacial.

Espesor: El espesor dado en la descripción original es de unos 30 m. Schlagintweit (1943) calcula 50 m en el afloramiento de Lipeón, pero en esa localidad la tillita está plegada, como él mismo menciona (Turner, 1960). Astini (2003) describe 46 m de espesor para la unidad en su localidad tipo.

Relaciones estratigráficas: Esta unidad suprayace, mediante discordancia erosiva, sedimentos del Grupo Santa Victoria, cubriendo de sur a norte sucesivamente capas más antiguas. En el norte se apoya sobre la Formación Santa Rosita y hacia el sur sobre la Formación Acoite y es sucedida, en aparente concordancia, por la Formación LIPEÓN (véase). La discordancia basal fue originalmente atribuida a movimientos de la fase Tacónica (Turner, 1964), pero actualmente se la atribuye a los movimientos oclóyicos (Astini, 2008). El techo de la unidad también presenta una discordancia erosiva menos evidente y de menor ángulo que la de su base (Astini, 2003). La Formación LIPEÓN se deposita sobre la unidad a través de la discordancia erosiva. La Formación Mecoyita es considerada como el equivalente septentrional de la Formación ZAPLA (véase), que en toda la Cordillera Oriental constituye el intervalo glacial que cubre la discordancia oclóyica. En Bolivia y Perú es correlacionada con la Formación Cancañiri (Dávila y Ponce de León, 1971; Aceñolaza *et al.*, 1999; Astini, 2003, 2008).

Extensión geográfica: Los afloramientos mapeados por Turner (1960) constituyen una estrecha franja de dirección noreste sudoeste que se extiende, en Argentina, desde la Quebrada Mecoyita, límite con Bolivia, hasta el oeste-noroeste de la localidad de Santa Victoria, en la provincia de Salta. Su extensión regional llega al ámbito subandino de Perú (Aceñolaza *et al.*, 1999). Astini (2003) describe los afloramientos desde la Quebrada de La Huerta, afluente del Río Santa Victoria, en la provincia de Salta hacia el norte extendiéndose en Bolivia.

Paleontología y edad: Originalmente es asignada con dudas al Silúrico en base a su correlación con la Formación ZAPLA (Turner, 1960). La edad de la Formación ZAPLA (véase) es actualmente debatida entre el Hirnantiano y el Silúrico basal por lo que la edad de la Formación Mecoyita, equivalente septentrional de la misma, está consecuentemente comprendida en dicho lapso.

Véase: ZAPLA (Formación...; Horizonte Glacial...)

(G.S. DE LA PUENTE)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza (G.) y Garcia (G.), 1999; Astini (R.A.), 2003, 2008, Dávila (J.J.) y Ponce de León (V.), 1971; Turner (J.C.M.), 1960, 1964; Schlagintweit (O.), 1943.

MENDIETA (Formación ...; Miembro ...; Serie de...).....Silúrico sup.? - Devónico inf.

(Sierras de Zapla y Puesto Viejo, Prov. Jujuy, aprox. 23°50'–24°37' lat. S y 65° long. O)

NIENIEWSKI (A.) y WLEKLINSKI (E.), 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5, p. 185-186.

PADULA (E.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.R.), CRIADO ROQUE (P.), FLORES (M.A.) y BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 169.

HARRINGTON (H.J.), 1967. Devonian of South America. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 1*, p. 655.

Localidad tipo: A lo largo del camino a la mina “9 de octubre”, en Zapla, donde se encuentra el más completo desarrollo de esta serie (Nieniewski y Wleklinski, 1950). Desde la confluencia de los Ríos Grande y Perico al sur, continuando por el flanco oriental hasta el Arroyo Moralito, al norte, Sierra de Zapla (Oliver Gascón, 1975).

Descripción original: “Bajo este nombre [Serie de Mendieta] involucramos para su descripción a estratos serie 5) de la región comprendidos entre las Areniscas Amarillentas y el Hor. Calc. Dol. [Horizonte Calcáreo-Dolomítico].....Dicha serie se puede dividir desde abajo en los siguientes pisos: a) areniscas blanquecinas...b) Areniscas violáceas....c) Areniscas rojizas...a) Las areniscas blanquecinas afloran en bancos cuya potencia máxima alcanza a 0,50 m. Son duras, con cemento silíceo de grano pequeño; tienen colores claros, blancuzcos y abundante mica muy finamente distribuída en los planos de estratificación. Las partes superficiales expuestas a la acción de los agentes climáticos se rompen en bloques irregulares con aristas agudas, formando peñas escarpadas como el C° Aserradero en Zapla. En el techo aparece un paquete de estratos areno-esquistosos, compuesto de areniscas finas, compactas, con pequeñas laminillas de mica dispuestas en bancos delgados, a menudo casi laminares, de color gris, que alternan con esquistos grises o gris oscuros....b) Las areniscas violáceas, casi cuarcíticas, son semejantes a las anteriores pero se destacan precisamente por su característico color violáceo. c) Las areniscas rojizas siguen a las areniscas violáceas con cambio gradual de sus características. El tamaño de los granos no es más uniforme y a menudo se encuentran bancos conglomerádicos con granos de hasta 3 mm. La estratificación no es clara, con bancos que alcanzan hasta un m de espesor. Son blandas, desmenuzables, con cemento ferruginoso y fácilmente disgregables”

Descripción: Posee una composición psamítica relativamente constante. En la desembocadura del Río Perico, unos 200 m aguas arriba, afloran areniscas cuarcíticas finas, de color gris blanquecino a rosado claro, macizas y duras, con estratificación fina a mediana, ocasionalmente mediana a gruesa de tipo tabular, con leve tendencia a la lenticularidad. La litología típica de esta formación está constituida por areniscas finas, limosas a fangosas, de color gris verdoso, con laminación pobre y estratificación fina. En la Sierra de Zapla se distinguieron tres miembros que en sentido ascendente son: ARENISCA GARRAPATAL (véase), PELITA MORALITO (véase) y ARENISCA ESCALERA (véase) (Oliver Gascón, 1975; Monaldi, 1987).

Espesor: Según Nieniewski y Wleklinski (1950), las areniscas blanquecinas alcanzan los 120 m, las areniscas violáceas los 50 m y las areniscas rojizas los 150 m. Monaldi (1987) indica espesores parciales de 230 m en la Angostura del Río Grande, 170 m en el Arroyo San Pedro y 52 m en el Arroyo Moralito. Los espesores de la Formación Mendieta son muy variables por efecto de la erosión precretácica, que en algunos lugares la suprimió por completo. Según Boso y Monaldi (2008) en la Sierra de Zapla alcanza los 720 m, mientras que en la Sierra de Puesto Viejo no supera los 250 m.

Relaciones estratigráficas: Se apoya en concordancia y de manera transicional sobre la Formación Lipeón y es cubierta en discordancia por la Formación Yacoraite (Cretácico) o por sedimentitas del Subgrupo Santa Bárbara (Eoterciario).

Extensión geográfica: Se reconoce en las sierras de Zapla y Puesto Viejo.

Paleontología y edad: Las primeras referencias de fauna encontrada en la Formación Mendieta provienen de Bonarelli (1921) con *Orthis? laticostata* y Schlagintweit (1937) con *Leptocoelia flabelites*, *Tentaculites crotalinus* y *Cruziana* sp., quienes interpretaron una edad devónica. Harrington (1967) le asigna una edad devónica temprana, en base a su escaso contenido fosilífero. Andreis *et al.* (1982) hallaron *Rhynchonella marinelli*, *Bucanella rectangularis*, *Bucanella* sp. y *Tentaculites?* sp. Monaldi (1987) señala frecuentes nódulos con conuláridos, trilobites, y trazas como *Zoophycos*.

Observaciones: Si bien diferentes autores (e.g. Padula *et al.*, 1967) atribuyen la designación de Serie de Mendieta a Bonarelli (1921, p. 53-56), este autor menciona el hallazgo del primer fósil del Devónico en el norte argentino (*Orthis (?) laticostata* D'Orbigny) en la Angostura del Río Grande de Jujuy, entre San Juancito y Mendieta y se refiere a este fósil como el "ejemplar de Mendieta". Asimismo, Bonarelli (1921) señala que "el punto más cómodo en la región subandina del norte, para estudiar la serie devónica, es la angostura de Mendieta, al naciente de Perico, a los dos lados del Río Grande de Jujuy". Probablemente el error de asignarle a este último autor la denominación de la Serie de Mendieta provenga de la referencia a la serie devónica.

Schlagintweit (1937, p. 5) utiliza informalmente la denominación Serie de la Mendieta, sin mayores precisiones, al mencionar el hallazgo de fósiles.

Padula *et al.* (1967), definen la Formación Baritú (Devónico), dividiéndola en varios miembros. Al miembro superior lo denominan Miembro Piedras, aclarando que en la Sierra de Zapla un leve cambio de facies da origen al Miembro Mendieta, que es muy similar al Miembro Piedras, excepto por su color rojo a violeta rojizo.

Harrington (1967), menciona a la Formación Mendieta indicando a Nieniewski y Wleklinski (1950) como sus autores. Dice que, en la Sierra de Zapla, la Formación Mendieta, areno-pelítica, se apoya mediante una leve discordancia regional sobre la Formación Zapla y está cubierta discordantemente por estratos cretácicos. Menciona además que contiene escasos fósiles marinos que sugieren una edad devónica temprana y en general es equivalente a parte de la Formación Baritú. En realidad, Nieniewski y Wleklinski (1950) definen la Serie de Mendieta, no la formación y Harrington (1967) probablemente haya considerado que la unidad debía ser ubicada en el rango de formación, pero no formalizó el cambio.

Autores posteriores (i.e. Mingramm *et al.*, 1979; Andreis *et al.*, 1982; Monaldi, 1987; Aceñolaza *et al.*, 1999; Boso y Monaldi, 2008) continúan utilizando la denominación Formación Mendieta, considerando diferentes autorías para la misma, por ejemplo Aceñolaza *et al.* (1999, p. 211) asignan su autoría a Bonarelli (1921).

Según Mingramm *et al.* (1979), la Formación Mendieta es el equivalente de la Formación ARROYO COLORADO (véase), del Silúrico superior-Devónico Inferior?, en la Sierra de Zapla y posee tonalidades preferentemente rojizas y moradas como las de la unidad aflorante en la región de Los Colorados. De acuerdo a Andreis *et al.* (1982) la diferencia entre las Formaciones Mendieta y Arroyo Colorado es fundamentalmente cromática. Monaldi (1987) considera que las Formaciones Arroyo Colorado y Mendieta serían equivalentes, sin adelantar una edad para ambas. Astini *et al.* (2004) utilizan la denominación de Formación Arroyo Colorado, en lugar de Formación Mendieta, para evitar la multiplicación de nombres, ya que consideran que tiene mayor significado regional.

Boso y Monaldi (2008), consideran que no existen motivos valederos para sostener la doble nomenclatura de Formación Mendieta (Padula *et al.*, 1967; Harrington, 1967) y la posteriormente definida Formación Arroyo Colorado (Oliver Gascón, 1975; Andreis *et al.*, 1982) y por lo tanto mantienen la asignación original de Formación Mendieta.

El uso de esta unidad ha venido arrastrando errores desde su creación y, por lo tanto, su rango, definición, autorías y fechas requieren de una revisión.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza (G.) y García (G.), 1999; Andreis (R.), Böttcher (G.), Frigerio (F.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Astini (R.A.), Waisfeld (B.G.), Toro (B.A.) y Benedetto (J.L.), 2004; Bonarelli (G.), 1921; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Harrington (H.J.), 1967; Monaldi (C.R.), 1987; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau, (L.), 1979; Nieniewski (A.) y Wleklinski (E.), 1950; Oliver Gascón (J.), 1975; Padula (E.), Roller (E.O), Mingramm (A.R.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.), Baldis (B.A.), 1967; Schlagintweit (O.), 1937.

MOGOTES NEGROS (Formación...).Silúrico - Devónico?

(*Precordillera Oriental de San Juan, aprox. 31°07'–31°20' lat. S y 68°32' long. O*)

BORRELLO (A.V.), 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales* 14, p. 84.

Localidad tipo: Extremo nororiental de la Sierra de Villicúm. Los afloramientos se hallan parcialmente surcados por la Quebrada Don Braulio (Cuerda, 1985).

Descripción original: “....Estos caracteres son idénticos a los observados en el flanco oriental de la Sierra de Villicúm, San Juan, por autor presente (Borrello, 1965, cuadro II), en el conjunto que Cabeza Quiroga (1942) denominara Formación de Mogotes Negros. En una masa psefítica, en parte psamítica, con trama de ortoflysch de unos 2000 m de espesor, sobresalen como cuerpos exóticos, escafoides o irregulares, los olistolitos de caliza llanvirniana, siendo numerosos los olistolitos psefíticos de resedimentación del propio flysch que se observan....Existen bancos de clastos medianos formados exclusivamente por el mismo material calcáreo.....”

Descripción: Peralta (1984) divide a esta formación, en la Quebrada de La Pola en una sección inferior fosilífera, de aproximadamente 300 m de espesor, que se inicia con areniscas y limonitas de coloración grisácea, que sobreyacen concordantemente al conglomerado ferruginoso de la Formación DON BRAULIO (véase), continúan depósitos turbidíticos de régimen caóticos, con ocasionales niveles conglomerádicos y bloques olistolíticos de composición calcárea y psefítica. Los bloques de caliza provienen de la Formación San Juan, como lo demuestra la fauna que contienen. A unos 150 m de la base desaparecen los olistolitos calcáreos mientras que persisten los de composición psefítica, se observa el primer nivel fosilífero con abundantes restos, se incrementa notablemente el contenido faunístico observándose intercalados lentes conglomerádicos y bloques olistolíticos psefíticos de 2 m de espesor. La sección superior, de unos 500 m de espesor, está compuesta por psamitas y psefitas que sobreyacen normalmente a la sección inferior fosilífera.

Espesor: Tentativo, entre 1500 y 2000 m (Borrello, 1969; Cuerda, 1985).

Relaciones estratigráficas: Según Cuerda (1985) la formación yace en concordancia sobre una sucesión de pelitas negras fosilíferas referidas al Ordovícico Superior. Los términos estratigráficos superiores están cubiertos por detritos sueltos de edad cuaternaria. Su techo muestra un contacto tectónico con sedimentitas terciarias (Peralta, 1984).

Extensión geográfica: Borde oriental de la Sierra de Villicúm (Peralta, 1984).

Paleontología y edad: De acuerdo a Peralta (1984) el contenido de la sección inferior fosilífera de esta unidad, en el faldeo oriental de la Sierra de Villicúm, incluye *Monograptus argentinus* (Cuerda), *Australina jachalensis* (Clarke), *Harringtonina australis* (Boucot), *Stropheodonta fascifer* (Kayser) y *Atrypina acutiplicata* (Kayser), además de tentaculites, trilobites, corales, gastrópodos y crinoideos e indica una edad ludloviana inferior para esta sección. La parte superior, sin registro fosilífero, es considerada por este mismo autor, como de probable edad devónica. Posteriormente Peralta (1993), que considera la Formación Mogotes Negros equivalente a Formación RINCONADA (véase), interpreta una edad silúrica tardía para esta última en base al contenido fosilífero mencionado.

Observaciones: Peralta (1993) considera a la Formación Mogotes Negros como un equivalente estratigráfico de la Formación Rinconada (Amos, 1954), dando prioridad a esta última denominación sobre la de Formación Mogotes Negros, propuesta por Cabeza Quiroga (en Borrello, 1969), en función del carácter formal de la propuesta de Amos (1954). Amos incluyó tanto los olistostromas de la Sierra Chica de Zonda como sus equivalentes homotácicos de Villicúm.

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Amos (A.J.), 1954; Borrello (A.V.), 1965, 1969; Cabeza Quiroga (J.R.), 1942; Cuerda (A.J.), 1985; Peralta (S.H.), 1984, 1993.

MOUNT ALICE (... Member; Miembro...).....**Silúrico inf.?**

(Isla Gran Malvina, 52°09'17,13" lat. S y 60°35'52" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. *The Geology of the Falkland Islands*. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p.18.

Localidad tipo: Región de Mount Alice, en una escarpa que constituye uno de los puntos más altos de la Isla Gran Malvina para este sector.

Descripción original: "The Mount Alice Member is mainly composed of medium to coarse sandstones, some with trace fossils of a variety of types ... The Mount Alice Member is a newly recognised subdivision of the Port Stephens Formation. The name is taken from Mount Alice, the highest point on a prominent escarpment in southern West Falkland..... Most of the unit is composed of medium, coarse, and locally very coarse-grained or gravely quartz sandstones and subarkoses. Most are moderately to poorly sorted but some well-sorted quartz arenites, and also some fine-grained sandstones do occur....The Mount Alice Member commonly shows cyclic deposition. Each cycle is generally of the order of 10 to 30 metres in thickness, commencing with medium to coarse and pebbly sandstones resting on an erosive base. The lower part of atypical cycle has large-scale cross-beds (in tabular, trough or wedge-shaped forms) generally in cross-sets from 50 centimetres to two metres thick. Some graded cross-beds about 10 centimetres thick have been noted. In places, the large cross-sets in-fill channels some 20 to 30 metres wide, for example at the east end of Markhams Ridge. The cross-bedding becomes less distinct upwards in each cycle, passing into thinly to thickly plane-bedded, well-sorted sandstones with trace fossils. These can be of similar grain size to those below but on the whole the cycles are typically upwards-fining. The bioturbated interval is up to about three metres, although it can be as little as 10 centimetres. In some places the upper part of the cycle is built of stacked thin tabular cross-sets in co-sets about one metre thick each extensively bioturbated in the top five to 15 centimetres, or of one to two metres of thin to medium plane bedded or laminated (rarely cross-laminated) sandstone with one or a few bioturbated beds up to 50 centimetres thick. In each case, the bioturbation is concentrated at the top of each bed in which it occurs. As found elsewhere in the Port Stephens Formation, the bioturbated sandstones tend to be well-cemented and more resistant to weathering than the cross-bedded strata. Palaeocurrent indicators seen in the area between Mount Alice and the Dean River area show northerly and north-easterly directions.....The Mount Alice Member is characterised by rather episodic deposition, with high energy influxes of sediment alternating with quieter periods when the substrate was colonised by animal life. This could be consistent with inner shelf to shoreface deposits influenced by tidal currents, or with low sinuosity fluvial deposits on a coastal plain. The Mount Alice Member is thus regarded as a transitional sequence between the marine deposits below and the fluvial sequences above "

Descripción: Las descripciones petrográficas muestran que las areniscas se encuentran constituidas por granos de cuarzo monocristalino, bien redondeados y moderadamente seleccionados. En forma dispersa se encuentran granos de cuarzo policristalino, circones y fragmentos de feldespatos alterados. Los granos se encuentran fuertemente cementados entre sí por un sobrecrecimiento de cuarzo con caolinita relleno esporádicamente algunos poros (Lott, 1999).

Espesor: Se estima que llega a 700 metros en el sur de la Isla Gran Malvina.

Relaciones estratigráficas: Los contactos inferior y superior del Miembro Mount Alice son concordantes con el Miembro ALBEMARLE (véase) y el Miembro SOUTH HARBOUR (véase) respectivamente. Cabe aclarar que el contacto con el Miembro South Harbour se infiere a través de las fotografías aéreas, dado que no ha sido identificado en el terreno ni mapeado.

Extensión geográfica: Además de la región de Mount Alice (su localidad tipo) en la Isla Gran Malvina, esta unidad también aflora en la región de Hornby Mountains, en los terrenos más elevados de Weddell Island, en Beaver Island y en la parte sur de New Island. Es probable que también aparezca en otras áreas donde la Formación PORT STEPHENS (véase) resulta indiferenciada, como cerca de Cabo Bougainville y entre Cow Bay y Volunteer Lagoon, en la Isla Soledad.

Cabe resaltar que la base del Miembro Mount Alice resulta un rasgo negativo más fuerte y lateralmente persistente cerca de la base del acantilado de Mount Alice. El mismo puede ser seguido a través de fotografías aéreas desde la localidad de Calm Head a Chaffers Gullet, con cierto grado de incertidumbre entre Wood Cove y el asentamiento Port Stephens, sobre el noroeste de la costa de Albemarle Harbour, y cerca de Port Edgar.

Paleontología y edad: Varios tipos de trazas fósiles fueron encontradas en el Miembro Mount Alice. El icnogénero *Heimdallia* se encuentra localmente presente cerca de la base de la secuencia. Las formas de *Skolithos* parecen estar presentes en todas partes, pero de manera más escasa y mucho menos común que en el Miembro Albemarle. El icnogénero *Diplocraterion* se encuentra raramente presente en algunas localidades. Rastros angostos bilobados, de entre 10 a 13 mm de diámetro y 20 cm de largo, aparecen en algunas superficies de estratos de areniscas con estratificación entrecruzada tabular. Los tipos más comunes de trazas fósiles corresponden a variedades de excavaciones vermiformes subhorizontales, de hasta 70 cm de largo y de 5 a 18 mm de diámetro, encontrándose dispuestas de manera aleatoria.

Aldiss y Edwards (1999) asumen una edad silúrica para esta unidad, por la relación estratigráfica con los miembros infra y suprayacentes. Asimismo, Hunter y Lomas (2003), indican una probable edad silúrica temprana por su correlación con la sección inferior de Subgrupo Nardouw (Grupo Table Mountain, Supergrupo Cape, Sudáfrica).

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Hunter (M. A.) y Lomas (S. A.), 2003; Lott (G.K.), 1999.

N

NEODIVERSOGRAPTUS NILSONI / LOBOGRAPTUS SCANICUS (.../...Zones).....Gorstiano

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°-32° lat. S y 69° long. O*)

RICKARDS (B.), BRUSSA (E.), TORO (B.) y ORTEGA (G.), 1996. Ordovician and Silurian graptolite assemblages from Cerro del Fuerte, San Juan Province, Argentina. *Geological Journal*, 31, p. 101-122.

Descripción: *Saetograptus (Colonograptus) roemeri* (Barrande) junto a *S. (Colonograptus?) argentinus* Cuerdo, permitieron a Cuerdo *et al.* (1988) sugerir la presencia de las zonas de *N. nilsoni* / *L. scanicus* en el tercio superior de la Formación LOS ESPEJOS (véase) de la sección del Cerro del Fuerte.

Edad: Esta asociación de graptolitos mencionada para el cerro del Fuerte, permite asignar una edad ludloviana a los niveles portadores, que fue precisada posteriormente por Rubinstein y Brussa (1999) como ludloviana temprana (gorstiana).

Observaciones: De acuerdo a Rickards *et al.* (1996, y bibliografía allí citada) esta asociación sugiere una directa correlación con niveles equivalentes de la Loma de los Piojos, del río de Las Chacritas, del área de Talacasto, del flanco oeste del Cerro La Chilca y del flanco este de la Sierra de Villicum.

(B. TORO)

Referencias: Cuerda (A. J.), Rickards (R.) y Cingolani (C.), 1988; Rickards (B.), Brussa (E.), Toro (B.) y Ortega (G.), 1996; Rubinstein (C.V.) y Brussa (E.D.), 1999.

O

OLPAS (Tonalita de...).....**Ordovícico inf. - Silúrico?**

Observaciones: Esta tonalita es asignable a la Granodiorita Chepes de Dahlquist *et al.* (2005a, 2005b, 2008).

Véase: CHEPES (Tonalita de ...).

(J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Dahlquist (J.A.), Rapela (C.W.) y Baldo (E.), 2005; Dahlquist (J.A.), Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Baldo (E.), Saavedra (J.) y Alasino (P.H.), 2005; Dahlquist (J.A.), Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Galindo (C.), Alasino (P.), Fanning, (C.M.), Saavedra (J.) y Baldo (E.), 2008.

OZARKODINA EOSTEINHORNENSIS s.l. (...Interval Zone).....**Pridoliano inf.**

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°-32° lat. S y 69° long. O*)

MESTRE (A.), GÓMEZ (M.J.), GARCÍAS (Y.), CORRINI (C.) y HEREDIA (S.), 2017. Advances on Silurian-Devonian conodont biostratigraphy in the Central Precordillera, Argentina. En: Liao (J.-C.) y Valenzuela-Ríos (J. I.), Fourth International Conodont Symposium ICOS IV. Instituto Geológico y Minero de España. Cuadernos del Museo Geominero, 22: 105-108. Madrid.

Descripción: Mestre *et al.* (2017) asignan a esta zona una asociación compuesta por: *Belodella sp.*, *Coryssognathus dubius* (Rhodes), *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson y Mehl), *O. e. elegans* (Walliser), *Oulodus siluricus* (Branson y Mehl), *Oz. eosteinhornensis* s.l. (Walliser), *Panderodus uncostatus* (Branson y Mehl), *Pseudoonetodus beckmanni* (Bischoff y Sannemann), *Ps. bicornis bicornis* Drygant, *Ps. bicornis contiguus* Corradini y *Wurmiella excavata* (Branson y Mehl). Esta biozona, se encuentra en la quebrada Ancha del área de Talacasto y en la sección de Pachaco.

Edad: Esta zona se desarrolla en la parte media y superior de las formaciones LOS ESPEJOS (véase) y TAMBOLAR (Facies Pachaco) (véase), referidas al Pridoliano inferior.

(B. TORO)

Referencias: Mestre (A.), Gómez (M.J.), Garcías (Y.), Corradini (C.) y Heredia (S.), 2017.

P

PARAKIDOGRAPTUS ACUMINATUS (... Zone; Zona de...)..... Rhuddaniano

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°-32° lat. S y 69° long. O*)

CUERDA (A.J.), RICKARDS (R.B.) y CINGOLANI (C.), 1988. A new Ordovician-Silurian boundary section in San Juan Province, Argentina. *Journal of the Geological Society*, v. 145, p. 749-757.

Descripción: La presencia de *Climacograptus acceptus* Koren y Mikhailova, *Glyptograptus maderni?* Koren y Mikhailova y *Rhaphidograptus* sp., permitieron a Cuerda *et al.* (1988) sugerir la presencia probable de esta zona, en los niveles inferiores de la Formación LA CHILCA (véase), en el área de Talacasto.

Edad: Los autores mencionados asignaron una edad rhuddaniana temprana a los niveles portadores de esta asociación de graptolitos.

Observaciones: Aunque la especie guía no fue encontrada hasta el presente en Argentina, esta zona fue mencionada también en niveles equivalentes de la Formación LA CHILCA, en el Cerro del Fuerte (Rickards *et al.*, 1996; Rubinstein y Brussa, 1999).

(B. TORO)

Referencias: Cuerda (A.J.), Rickards (R.B.) y Cingolani (C.), 1988; Rickards (B.), Brussa (E.), Toro (B.) y Ortega (G.), 1996; Rubinstein (C.V.) y Brussa (E.D.), 1999.

PELITA MORALITO (Miembro)..... Silúrico sup.? - Devónico

Observaciones: El Miembro Pelita Moralito sobreyace al Miembro ARENISCA GARRAPATAL (véase) e infrayace al Miembro ARENISCA ESCALERA (véase), dentro de la Formación MENDIETA (véase) (Monaldi 1987, inédito; Boso y Monaldi, 2008). Está compuesto por limolitas y arcilitas, de color gris oscuro y gris verdoso e intercalaciones de estratos delgados de areniscas grises.

Según Mingramm *et al.* (1979), la Formación Mendieta es el equivalente de la Formación ARROYO COLORADO (véase), del Silúrico superior- Devónico Inferior?, en la Sierra de Zapla.

Andreis *et al.* (1982), en base a una fauna de quitinozoos, sugieren una edad wenlockiana a pridoliana para el Miembro Pelita Moralito, que asignan a la Formación ARROYO COLORADO (véase). Boso y Monaldi (2008) mantienen la nomenclatura original de Formación Mendieta, asignándola al Devónico.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Andreis (R.), Böttcher (G.), Frigerio (M.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau, (L.), 1979; Monaldi (O.H.), 1987.

PICHI MAHUIDA (Grupo...).....Cámbrico sup. - Devónico inf.

(*Sector sud-oriental Prov. La Pampa, aprox. 38°52' lat. S y 65° long. O*)

TICKYJ (H.), LLAMBÍAS (E.) y SATO (A.), 1999. El basamento cristalino de la región sub-oriental de la provincia de La Pampa: Extensión austral del Orógeno Famatiniano de Sierras Pampeanas. *14° Congreso Geológico Argentino* (Salta). *Actas* 1, p. 160-162.

Observaciones: La primera mención de esta unidad corresponde a la tesis doctoral inédita de Tickyj (1999), quien propuso agrupar bajo la denominación Grupo Pichi Mahuida a los granitoides que intruyen al Complejo metamórfico Las Piedras, sin deformaciones dúctiles

posteriores y que presentan sus mejores exposiciones sobre las márgenes de los ríos Curacó y Colorado, en las cercanías de la localidad de Pichi Mahuida.

Los granitoides no deformados del Grupo Pichi Mahuida atribuidos al Cámbrico Superior-Devónico Inferior, el Complejo Metamórfico Las Piedras asignado al Cámbrico Superior?-Ordovícico y los granitoides deformados del Complejo Cerro de Los Viejos restringidos al límite Carbonífero-Pérmico forman parte del zócalo cristalino que aflora en el sudeste de la provincia de La Pampa (Tickyj *et al.*, 1999a). El Grupo Pichi Mahuida está formado por granitos y granodioritas biotíticos y muscovíticos no deformados de textura porfiroide, de grano grueso a mediano y se incluye en el ciclo orogénico Famatiniano de las Sierras Pampeanas Orientales (Tickyj *et al.*, 1999a). Tickyj *et al.* (1999b) señalan que en el Grupo Pichi Mahuida fueron identificadas cuatro unidades: la Granodiorita Río Colorado; la Granodiorita Salto Andersen; el Granito Curacó y la Granodiorita-Granito Puesto Sainges. Sato *et al.* (1996) distinguen dos cuerpos graníticos que denominaron Granodiorita Río Colorado (GdRC) y Granito Curacó (GCc) en los alrededores de la desembocadura del río Curacó en el río Colorado, cercanos a la localidad de Pichi Mahuida, además de otros granitoides entre la localidad de Pichi Mahuida y Andersen a lo largo del río Colorado. Para el Granito Curacó, la datación Rb/Sr reportada por estos autores dio una edad de 397 ± 25 Ma con una relación inicial (R_i) de Sr ($0,7239 \pm 0,0057$) (Devónico temprano). Su carácter peraluminoso y una R_i de Sr tan alta, entre otros factores, evidenciaron un granito post-orogénico. Tickyj *et al.* (1999b) afirman que el análisis radimétrico U-Pb (en zircones) realizado en la Granodiorita Río Colorado le atribuye una edad de 500 ± 27 Ma y en la Granodiorita Salto Andersen indica una edad de 431 ± 12 Ma (Silúrico), lo cual sumado a los valores obtenidos por Sato *et al.* (1996) acotan la edad del Grupo Pichi Mahuida al Cámbrico Superior-Devónico Inferior. Linares *et al.* (1980) habían estudiado los afloramientos intrusivos de la zona y los distribuyeron en tres ciclos magmáticos. Las rocas graníticas del río Curacó, de Pichi Mahuida y Puesto Sainges fueron asignadas al Cámbrico medio-superior; los granitos del dique Andersen y una muestra del río Curacó fueron atribuidos al Silúrico-Devónico inferior y los granitos de Pichi Mahuida y una aplita del río Curacó, entre otros, al Carbonífero inferior.

De acuerdo a las edades radimétricas obtenidas por Tickyj *et al.* (1999b), la edad silúrica se restringiría a la Granodiorita SALTO ANDERSEN (véase).

(S.M. DEVINCENZI)

Referencias: Linares (E.), Llambías (E.) y Latorre (C.), 1980; Sato (A.), Tickyj (H.) y Llambías (E.), 1996; Tickyj (H.), 1999; Tickyj (H.), Llambías (E.) y Sato (A.), 1999a; Tickyj (H.), Stipp Basei (M.A.), Sato (A.) y Jorg (E.), 1999b.

PIEDRA SANTA (FORMACIÓN....).....Devónico medio - Carbonífero sup.

(*Andes Norpatagónicos, Prov. Neuquén, aprox. 39°30' lat. S y 70°40'–71° long. O.*)

Observaciones: La unidad está compuesta por metasedimentitas con intercalaciones menores de metavolcanitas que exhiben disminución del grado metamórfico de oeste a este (Leanza, 1992; Franzeze, 1993). Las rocas que componen esta unidad fueron citadas por primera vez por Groeber (1918) como micaesquistos con pegmatitas. Digregorio y Uliana (1980) asignaron la Formación Piedra Santa en forma tentativa al Paleozoico medio, en tanto que Zappettini *et al.* (1987) sugieren que es comparable con la Formación GUARACO NORTE (véase) a la que le asignaron edad silúrica-devónica. Dataciones K-Ar en roca total realizadas por Franzese (1995), indican un rango de edades entre 372 ± 18 y 311 ± 16 Ma (Devónico medio – Carbonífero tardío) para el metamorfismo regional que afecta a la unidad.

(N.A. RUBINSTEIN)

Referencias: Digregorio (J.H.) y Uliana (M.A.), 1980; Franzese (J.R.), 1993, 1995; Groeber (P.), 1918; Leanza (H.A.), 1992; Zappettini (E.O.), Méndez (V.) y Zanettini (J.C.M.), 1987.

PLANTATION (... Member; Miembro...) Silúrico?

(Isla Gran Malvina, 52°15'26" lat. S y 60°39'04" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. *The Geology of the Falkland Islands*. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 14.

Localidad tipo: Sección central del acantilado entre Cape Meredith y Big Cape. Tanto la base como el techo están expuestos en parte inferior del acantilado

Descripción original: "Plantation Member comprises a thin sequence of reddish or grey sandstones with red mudstones and siltstones at the base of the Port Stephens Formation.....The unit typically comprises purplish-red to pale grey, medium to very coarse, moderately to poorly sorted, arkosic sandstones with thin beds, lenses and intraclasts of red or pale grey micaceous silty shales and fissile muddy silts. The sandstones are thinly to medium bedded, and locally cross-bedded. Oligomict conglomerates occur locally at and near the base, typically in lenses from 30 centimetre to one metre thick and a few metres wide, but up to 50 metres wide in one instance. Near the Lighthouse these conglomerates are represented by numerous very well-rounded cobble sand small boulders up to 40 centimetres long scattered over the ground near the base of the Port Stephens Formation. Most are composed of medium to coarse pink quartzite, some are vein quartz. Some are still partly coated by traces of their matrix sandstone and so are clearly not recent beach pebbles. Petrographic examination shows that the quartzite is composed of moderately sorted, very well-rounded quartz grains (mostly monocrystalline) with a ragged quartz overgrowth occluding the intergranular spaces. The original grains have a thin ferruginous coating (Lott, 1999). This is similar to lithologies found in the Albemarle Member, suggesting that the base of that unit is quite strongly diachronous"

Espesor: Aproximadamente unos 15 metros de potencia, disminuyendo hacia el norte y hacia el sur, acuñándose lateralmente cerca de la localidad de Lighthouse.

Relaciones estratigráficas: Yace en discordancia sobre una superficie erodada y alterada del Complejo Cape Meredith. El granito infrayacente se encuentra teñido de tonalidades rojizas, presumiblemente debido a la alteración contemporánea. La superficie de discordancia muestra irregularidades locales, pero esencialmente constituye un plano que inclina suavemente de este a noreste. Su relación con el suprayacente Miembro ALBEMARLE (véase) es concordante.

Extensión geográfica: Se presenta solamente en el tramo costero, extendiéndose unos 3,5 kilómetros al noroeste del Cape Meredith (Cabo Belgrano). De esta forma, se reconoce solamente en la Isla Gran Malvina. La sección más completa se encuentra en la región oeste de Meredith Hill, donde la base y el techo de la unidad están expuestas en la parte inferior del acantilado.

Paleontología y edad: La unidad no posee registros fósiles ni bioturbaciones, de esta forma se desconoce la edad del Miembro Plantation, pero se asume que es Silúrica, de igual forma que el Miembro ALBEMARLE (Aldiss y Edwards, 1999).

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Lott (G.K.), 1999.

POLKE (Miembro...).....**Cámbrico sup. - Wenlockiano?**

(Macizo Nordpatagónico, Prov. Río Negro y noreste de Chubut, 40°30'–42°15' lat. S y 65°–69°15' long. O)

ZANETTINI (J.C.M.), 1999. Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro. En: Zappettini (E.O.) (ed.): Recursos minerales de la República Argentina. *Instituto de Geología y recursos minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Anales* 35: p. 749.

Localidad tipo: En el flanco occidental del sinclinal Rosales (afloramiento septentrional).

Descripción original: “En su trabajo de 1981 Zanettini dividió a la Formación Sierra Grande en dos Miembros, San Carlos el inferior y Herrada el superior, a los que se estimó transgresivo y regresivo respectivamente. La reinterpretación de las particularidades sedimentarias de la unidad nos lleva a considerar que son reconocibles tres Miembros... Consecuentemente con ello, se redefinen los límites de los Miembros antes establecidos y se postula un tercero, denominado Polke, en la parte inferior de la entidad”.

Descripción: La secuencia se inicia con 30 m de cuarcitas conglomerádicas macizas, color blanco grisáceo, con dispersión de clastos redondeados a subredondeados de cuarzo, cuarcitas y escasas filitas, de medio a un centímetro de diámetro. Siguen 175 m de lutitas arenosas que alternan con arcillitas micáceas, color ocre, entre las que se intercalan algunas capas de cuarcitas color ocre y pardo oscuro.

Espesor: En el flanco occidental del sinclinal Rosales (afloramiento septentrional), el miembro alcanza un espesor de 205 m.

Relaciones estratigráficas: Yace en discordancia angular sobre la Ectinita El Jagüelito y es sucedida de manera concordante por el Miembro SAN CARLOS (véase) de la misma unidad formacional.

Paleontología y edad: La edad máxima de sedimentación de la Formación Sierra Grande (440 a 428 Ma, Silúrico inferior-medio) fue obtenida a partir de los estudios geocronológicos, en circones detríticos de varias muestras de ortocuarzitas (Uriz *et al.*, 2008a, 2008b, 2011). Sin embargo, hasta el momento no se hallaron fósiles y su edad ha sido constreñida al Cámbrico tardío a partir de las edades U-Pb en circones detríticos aportadas por Naipauer *et al.* (2011) para la secuencia del Miembro Polke, aflorante en el sector de la Mina Hiparsa, al suroeste de la localidad de Sierra Grande (Río Negro). El pico de frecuencia relativa de edad U-Pb de 501 Ma es interpretado como la edad máxima de depositación.

Véase: SIERRA GRANDE (Formación...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Naipauer (M.), González (P.D.), Varela (R.), Sato (A.M.), Chemale (Jr.F.), Llambías (E.) y Greco (G.), 2011; Uriz (N.J.), Cingolani, (C.A.), Chemale Jr. (F.) y Armstrong (R.A.), 2008a; Uriz (N.J.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.) y Macambira (M.J.), 2008b; Uriz (N.J.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.), Macambira (M.B.) y Armstrong (R.), 2011; Zanettini (J.C.M.), 1981, 1999.

POLYGNATHOIDES SILURICUS (Zona de ...; ... Zone).....Ludloviano medio - sup.

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, 31°00'06" lat. S y 68°46'31" long. O*)

HÜNICKEN (M.A.), SARMIENTO (G.) 1988. Conodontes ludlovianos de la Formación Los Espejos, Talacasto, provincia de San Juan, R. Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Mendoza), Actas 3: 225-233. Mendoza.

Descripción: La asociación de conodontes provenientes de la parte media de la Formación Los Espejos, expuesta en el área de Talacasto, fue asignada a la Zona de *Polygnathoides siluricus* y parte basal de la Zona de *Pedavis latialata* por Hünicken y Sarmiento (1988), zonación originalmente definida por Walliser (1964) en los Alpes. Recientemente, Gómez *et al.* (2019) redefinen esta biozona en la quebrada de Poblete, considerando que la asociación de *Kockelella maenikki* Serpagli y Corradini, *K. v. ichnusae* Serpagli y Corradini, *K. variabilis* Walliser, *Kockelella ortus rardoa* (Serpagli y Corradini) y *Kockelella o. absdiata* (Barrick y Klapper) documenta la misma.

Edad: Mestre *et al.* (2017, Fig.1) y Gómez *et al.* (2019) la consideran correspondiente al Ludloviano tardío (Ludfordiano medio), de acuerdo al esquema bioestratigráfico propuesto por Corradini *et al.* (2015).

Observaciones: Albanesi *et al.* (2006) consideraron que los niveles estudiados por Hünicken y Sarmiento (1988) serían probablemente equivalentes a aquellos en los que se desarrolla la Zona de *Kockelella v. variabilis*. Sin embargo, Mestre *et al.* (2017) la ubican inmediatamente por encima de la misma.

(B. TORO)

Referencias: Albanesi (G.L.), Ortega (G.) y Hünicken (M.A.), 2006; Corradini (C.), Corrigan (M.G.), Männik (P.) y Schönlaub (H.P.), 2015; Gómez (M.J.), Mestre (A.), Garcías (Y.) y Corradini (C.), 2019; Hünicken (M.A.) y Sarmiento (G.N.), 1988; Mestre (A.), Gómez (M.J.), Garcías (Y.), Corradini (C.) y Heredia (S.), 2017; Walliser (O.H.), 1964.

PORT STEPHENS (... Formation; Formación...; ... beds).....Silúrico? - Lochkoviano sup.

(Isla Gran Malvina, 51°46'03"–52°15'30" lat. S y 60°17'53"–60°49'49" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. *The Geology of the Falkland Islands*. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 13.

Localidad tipo: Se considera a la región ubicada entre las localidades de Cape Meredith, Port Stephens, South Harbour y East Bay (Baker, 1924).

Descripción original: "This formation was originally named the 'Port Stephens Beds' by Baker (1924), who recognised it only in the southern part of West Falkland and adjacent islands... The Port Stephens Formation is divisible into at least five members (Plantation in West Falkland or Limpet Creek in East Falkland, Albemarle, Mount Alice, South Harbour, Fish Creek)"

Véase: PUERTO STEPHENS (Formación...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924.

PUERTO STEPHENS (Formación...; ... beds).....Silúrico? - Lochkoviano sup.

(Isla Gran Malvina, 51°46'03"–52°15'30" lat. S y 60°17'53"–60°49'49" long. O)

BORRELLO (A.V.), 1972. Islas Malvinas. En: Leanza (A.) (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, p. 758.

Localidad tipo: Se ubica en el área de la bahía San Felipe y las regiones de cabo Belgrano (Cape Meredith), Puerto Esteban (Port Stephens), South Harbor y East Bay (Baker, 1924; Borrello, 1972).

Descripción: La unidad comprende secuencias de areniscas de grano medio a muy grueso, cuarcita y conglomerados cuarcíticos redondeados y guijarros de cuarzo blanco. Se presentan además areniscas de grano fino y en menor proporción pelitas. Las areniscas varían de una composición cuarcítica pura a subarcosas, con muy poco contenido de mica en comparación con la suprayacente Formación Bahía Fox (Devónico). Scasso y Mendía (1985), describen a las areniscas como cuarcíticas y subarcosas de grano fino a grueso y colores claros (blanquecino y gris amarillento hasta ocre, localmente gris verdoso). Estas rocas se encuentran estratificadas en bancos predominantemente medianos y gruesos, localmente amalgamados, a menudo macizos o mostrando estratificación entrecruzada (tanto tabular

como en artesa), laminación ondulítica ascendente y estratificación horizontal. Los materiales psefíticos son sólo importantes en la base de la unidad, donde alcanzan entre 1 y 3 metros de potencia, rellenando un paleorrelevo labrado sobre las rocas del basamento. Se trata de conglomerados que gradan a areniscas conglomerádicas, con clastos bien redondeados del basamento de hasta 20 cm de diámetro máximo. Finalmente, las pelitas (grises verdosas hasta rojizas, frecuentemente micáceas), que suelen intercalarse como delgados niveles dentro de las secuencias arenosas, resultan por lo general macizas y ocasionalmente laminadas.

Las areniscas de la Formación Puerto Stephens se interpretan como el producto de la depositación de un evento de transgresión marina a través de la paleosuperficie erosionada del Complejo Cape Meredith. Las características sedimentológicas son consistentes con la sección superior de un ambiente de *shoreface*. La presencia intensa de perforaciones de *Skolithos* es indicativa de episodios de relativa estabilidad, lo que permitió la colonización del sustrato (Meadows, 1999).

Los mapeos regionales llevados a cabo por Aldiss y Edwards (1999) han permitido subdividir a la unidad en cinco miembros sobre la base de las expresiones topográficas, cambios a gran escala en las litofacies y el contenido de trazas fósiles. Los miembros reconocidos para la Formación Puerto Stephens de base a techo son: PLANTATION (véase) en la isla Gran Malvina (*West Falkland*) o LIMPET CREEK (véase) en la isla Soledad (*East Falkland*), ALBEMARLE (véase), MOUNT ALICE (véase), SOUTH HARBOUR (véase) y FISH CREEK (véase).

Espesor: Baker (1924) estimó el espesor de estas capas en 1600 metros y Borrello (1972) en 1500 metros. Scasso y Mendía (1985), sobre la base de perfiles levantados en Caleta Shag y cabo Belgrano (Cape Meredith), estimaron un espesor aproximado de 1000 metros. Por otro lado, Hunter y Lomas (2003) indicaron un espesor total para la Formación Port Stephens en la isla Gran Malvina de ca. 2560 metros. De acuerdo a los espesores estimados por Aldiss y Edwards (1999) para cada uno de los miembros identificados, su sumatoria arrojaría una potencia aproximada entre 3300-3450 metros para esta unidad.

Relaciones estratigráficas: En el extremo sur de la isla Gran Malvina, en la localidad de Cape Meredith (Cabo Belgrano) esta unidad descansa en relación discordante sobre el basamento ígneo-metamórfico del Complejo Cape Meredith de edad mesoproterozoica (Cingolani y Varela, 1976). En la isla Soledad la base no se encuentra expuesta. Se estima que la Formación Puerto Stephens es concordante con la suprayacente Formación Bahía Fox. No hay evidencia que esta unidad incluya discordancias, sin embargo, algunas partes de la secuencia no se encuentran bien expuestas, incluso en la costa, por lo que estas interrupciones pueden no ser identificadas.

Extensión geográfica: La Formación Puerto Stephens es la subdivisión más potente y extendida de las Grupo WEST FALKLAND (véase) y su distribución en general es muy similar a la del grupo (Aldiss y Edwards, 1999). Comprende el sur y sudoeste de la isla Gran Malvina, la zona situada a ambos lados del paralelo 52° incluyendo las islas San José, San Rafael, Goicoechea y menores de la inmediación (Borrello, 1972).

Paleontología y edad: La unidad carece de contenido fosilífero, a excepción de las trazas fósiles en la parte baja y media de la secuencia y los vestigios de plantas en la parte superior. Muchas de las areniscas muestran una gama de icnofábrica de los cuales las formas de perforaciones de *Skolithos* y *Diplocraterion* son los más comunes y pueden presentarse de manera suficientemente intensa como para obliterar las características sedimentarias primarias casi completamente.

La edad de la Formación Puerto Stephens está muy pobremente definida. La base podría ser tan antigua como Cámbrica o tan joven como Devónica. Es poco probable que sea mayor que la edad mínima de los diques de lamprófiros (ca. 520 Ma) que cortan al Complejo Cape Meredith y debería ser más antigua que la edad mínima que el grupo de doleritas (ca. 422 Ma; Thistlewood *et al.*, 1997) que atraviesan la unidad en la región de Cape Meredith. Borrello (1972) menciona que se asigna al Devónico temprano bajo, sobre la base de la continuidad con los bancos suprayacentes, sin descartar la posibilidad de una edad silúrica (Frakes y Crowell, 1967).

Estudios recientes de Marshall (2016) basados en las asociaciones palinológicas de esta unidad restringen su edad al Devónico Temprano (Lochkoviano Tardío).

Finalmente, Ramos *et al.* (2017) presentan edades de circones detríticos de diferentes niveles de esta unidad, cuyos registros de los circones más jóvenes representan edades cámbricas tardías (486 a 492 Ma).

Observaciones: Baker (1924) es quien en principio reconoce para las secuencias devónicas cuatro secciones a las que llamó como 'estratos o capas' (*beds*), proponiendo la siguiente nomenclatura de base a techo: PORT STEPHENS (véase), Fox Bay (Devónico), Port Philomel (Devónico) y Port Stanley (Devónico), reservando la denominación de Port Philomel Beds para los sedimentos aflorantes en la isla Gran Malvina y Port Stanley Beds para los de la isla Soledad. Esta terminología definida originalmente por Baker (1924) es esencialmente la que ha sido utilizada en las subsiguientes publicaciones y se encuentra en uso hoy en día con algunas modificaciones de menor importancia (Frakes y Crowell 1967; Greenway 1972).

Baker (1924) utiliza la denominación de Port Stephens Beds para incluir al conjunto sedimentario que comprende la base de la secuencia paleozoica en la isla Gran Malvina, hallándose conformado principalmente por areniscas, con escasos niveles conglomerádicos (especialmente en su base) e intercalaciones pelíticas.

Posteriormente, Borrello (1972) adecuó la denominación Port Stephens Beds otorgada informalmente por Baker (1924) de acuerdo con las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica, dándole el rango litoestratigráfico de formación.

Turner (1980) mantiene la nomenclatura original de Formación PORT STEPHENS, sin la traducción literal de la misma. Esta denominación fue mantenida por Aldiss y Edwards (1999). Posteriores trabajos como los Scasso y Mendia (1985), Aldiss y Edwards (1999), Meadows (1999), Hunter y Lomas (2003), profundizaron los estudios de las secuencias, permitiendo comprender los ambientes de depositación, realizar correlaciones e interpretaciones paleogeográficas.

Véanse: GRAN MALVINA (Grupo...); PORT STEPHENS (... Formation)

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Borrello (A.V.), 1967, 1972; Frakes (L.A.) y Crowell (J.C.), 1967; Harrington (H.J.), 1967; Marshall (J.E.A.), 2016; Meadows (N.S.), 1999; Ramos (V.A.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.), Naipauer (M.) y Rapalini (A.), 2017; Scasso (R.A.) y Mendia (J.E.), 1985.

PUNTA SIERRA (Granito...; Plutón...).....Ordovícico inf. (Tremadociano-Floiano)

(Prov. Río Negro, aprox. 41°29'58" lat. S y 65° 00'13" long. O)

Observaciones: Informalmente se ha denominado como Plutón Punta Sierra o Granito Punta Sierra a un cuerpo granítico aflorante sobre la costa Atlántica en el borde oriental del Macizo Nordpatagónico. Los primeros estudios isotópicos K-Ar en biotita establecieron una edad mínima de 435 ± 20 Ma (Weber, 1983), lo cual permitió ubicarlo en el Llandoveryano (Silúrico inferior). Mas tarde, análisis Rb-Sr isócrona roca total arrojaron una edad de 483 ± 22 Ma, R_i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $0,7043 \pm 0,0013$ (Varela *et al.*, 1997, 1998), identificando por primera vez su vinculación con el magmatismo Ordovícico de esta región, siendo coherentes las relaciones de campo observadas entre este cuerpo y la suprayacente Formación SIERRA GRANDE (véase). Finalmente, Pankhurst *et al.* (2006) presenta resultados isotópicos U-Pb SHRIMP en circón que fijan una edad de 476 ± 4 Ma para el Granito Punta Sierra. De esta manera queda restringida la edad de este granito al intervalo Tremadociano-Floiano.

Status nomenclatural: se trata de una unidad informal, no definida de acuerdo con las normas del Comité Argentino de Estratigrafía (1992).

(N.J. URIZ; C.A. CINGOLANI)

Referencias: Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Fanning (C.M.) y Márquez (M.), 2006; Varela (R.), Cingolani (C.A.), Sato (A.), Dalla Salda (L.), Brito Neves (B.B.), Basei (M.A.S.), Siga Jr. (O.) y Teixeira (W.), 1997; Varela (R.), Basei (M.A.S.), Sato (A.M.), Siga Jr. (O.), Cingolani (C.A.) y Sato (K.), 1998; Weber (E.I.), 1983.

R

RINCONADA (Formación...).....Llandoveryano - Wenlockiano sup.

(*Precordillera Oriental de San Juan*, aprox. 31°07'–32°07' lat. S y 68°49' long. O)

AMOS (A.J), 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9 (1), p. 14, 16.

Localidad tipo: Región de la Rinconada. Aflora en el pie oriental de la Sierra Chica de Zonda, en la faja pedemontana contigua frente a la Estación La Rinconada (Cuerda, 1985). Peralta (1993) propone como localidad tipo a la Sierra de Villicúm, basado en que en esta se reconoce el mayor espesor, sus límites inferior y superior están claramente expuestos y sus depósitos presentan menor grado de complejidad tectónica respecto a los afloramientos de la Sierra Chica de Zonda y Cerro Pedernal.

Descripción original: "La Formación Rinconada está integrada por tres tipos distintos de sedimentitas, que aparecen en desigual proporción. Las rocas dominantes son sedimentitas epiclásticas psammítico-semipelíticas, que constituyen más de 80 por ciento de la sucesión. Entre ellas se intercalan lentes de sedimentitas epiclásticas psefíticas, que en total, probablemente no alcanzan a formar el 2 por ciento del conjunto. El tercer tipo consiste en intercalaciones irregulares de carbonatitas cálcicas, que aparecen en bloques, lentes y masas de tamaños muy dispares. Las rocas psammítico-semipelíticas son, ante todo, limonitas y lutitas limolíticas de color verde botella predominante, aunque a veces presentan tintes azul oscuro e intercalaciones purpúreas y moradas. Son rocas de grano fino, bien estratificadas en láminas delgadas, que con frecuencia muestran ondulitas de corriente de tipo subácueo. No es raro observar en los bancos de limonitas masivas, que alcanzan a veces hasta 30 o 40 cm de espesor, fenómenos de fluidalidad intraestratal...simulando plegamiento tectónico en pequeñas y caprichosas arrugas. Entre las limonitas y lutitas mencionadas se interponen camadas de areniscas masivas, de grano fino, estratificadas en bancos delgados de 10 a 30 cm de espesor individual. Estas areniscas tienen los mismos colores verdosos o azulados, pero algunos bancos con cemento calcáreo se caracterizan por su tono pardo oscuro. Entre las rocas psammítico-semipelíticas mencionadas se observan intercalaciones lenticulares de conglomerados gruesos que, en total, probablemente no alcanzan a constituir el 2 por ciento de toda la sucesión.....Las lentes conglomerádicas, tal como aparecen en el terreno, tienen entre 5 y 60 metros de largo en sentido norte-sur y 2 a 20 metros de ancho. Sus contactos con las limonitas y lutitas son, a veces, poco definidos existiendo pasaje gradual, pero en otros casos, son bastante evidentes y netos. Las intercalaciones tienen forma lenticular y, a veces, subtrapezoidal, con base más ancha en el borde este que en el oeste. Están constituidas por conglomerados gruesos, formados por rodados bien redondeados y por bloques grandes y angulosos. Los rodados bien redondeados, lisos y de formas subelipsoidales, alcanzan hasta 30 cm de diámetro. Predominan los de metagrauvacas verde oscuro, pero existen también algunos de cuarzo de vetas, gneiss, calizas y hasta filitas, achatados estos últimos. Los bloques grandes que alcanzan hasta 50 cm y más de diámetro están constituidos por calizas. Son siempre subangulosos y ásperos, mostrando formas controladas por los planos de rotura de la roca madre.....La matriz de los conglomerados es arenosa, de grano grueso a mediano y el cemento escaso es calcáreo. El color de los conglomerados es verde oscuro y poco se diferencia del de las sedimentitas psammítico-pelíticas entre las que se intercalan. Los conglomerados presentan a menudo estratificación diagonal de tipo torrencial.....en algunos lentes [de conglomerado] el pasaje lateral a las limonitas y lutitas es bastante neto mientras que en otros es gradual, acunándose los conglomerados hacia el norte y sur y pasando en rápida transición a areniscas calcáreas de grano grueso, que finalmente desaparecen adelgazándose entre las limonitas. El tercer tipo de rocas sedimentarias consiste en

carbonatitas cálcicas. Se trata de calizas, idénticas en un todo a las calizas San Juan, que aparecen constituyendo lentes, bloques y masas lenticulares intercaladas entre las sedimentitas clásticas. El tamaño de estas intercalaciones varía desde bloques de un metro de largo y 50 cm de ancho hasta masas de 2 kilómetros y medio de longitud y más de 150 m de espesor. Los bloques y lentes están interestratificados con las sedimentitas clásticas y concordantes con ellas.....Las calizas de estos lentes están bien estratificadas, generalmente en láminas delgadas con bandas arcillosas.....y son de colores gris claro a oscuro.....Dentro de los lentes calcáreos suelen observarse espejos de fricción y estrías tectónicas, debidos a movimientos diferenciales. En los contactos de algunos lentes con sedimentitas clásticas suele observarse camadas de pequeños rodados, de hasta 5 cm de diámetro, de metagrauvas y filitas. Estos rodados se encuentran normalmente en el borde occidental de los lentes. En otros casos, y también a lo largo de los bordes occidentales, suelen observarse fenómenos de fluidalidad interestratal en las limonitas directamente en contacto con las calizas. Los lentes aparecen en distintos niveles de la sucesión, distribuidos irregularmente y al azar, no observándose continuidad entre ellos”

Descripción: Según Peralta (1993), la unidad consiste en depósitos olistostrómicos o de melange sedimentaria, reconociendo los siguientes elementos líticos: bloques de caliza alóctonos (olistolitos) provenientes de la Formación San Juan; bloques de conglomerados deslizados; depósitos heterolíticos deformados por desplazamiento gravitatorio; depósitos de relleno de canal, integrados por conglomerados de variada composición, fábrica y textura; depósitos de flujo de detritos; acumulaciones bioclásticas.

Espesor: De acuerdo a la descripción original, la faja de afloramientos tiene 2500 m de ancho medido normalmente al rumbo, por lo que Amos (1954) interpreta que la sucesión debe estar repetida por plegamiento isoclinal, imbricación o fracturas paralelas, no observable en el terreno. En la nueva localidad tipo designada por Peralta (1993), en la Sierra de Villicúm, es donde alcanza su máximo espesor con 3.750 m.

Relaciones estratigráficas: Según Amos (1954) la base de esta unidad yace concordantemente sobre las calizas de la Formación San Juan y está cubierta por la Formación Jejenes y los Estratos del Grupo Calchaquí, de edad terciaria, a través de una marcada discordancia angular. Peralta (1993) reconoce una discordancia erosiva que la separa de la Formación DON BRAULIO (véase) en la Sierra de Villicúm y de las calizas ordovícicas de la Formación San Juan, en la Sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal, e indica que su techo se desconoce al desaparecer sus términos superiores hacia el este, por debajo de una cubierta sedimentaria terciaria o carbonífera según el área.

Extensión geográfica: Se reconoce en varios afloramientos dispersos en el pie oriental de la Precordillera, que se extienden a lo largo de 120 km desde el pie de la Sierra de Villicúm hasta el Cerro Salinas (Amos, 1954). Se extiende hacia la Sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal (Peralta, 1993).

Paleontología y edad: Keidel (1938) identifica los primeros restos fósiles provenientes de esta unidad como *Atrypina acutiplicata* Conrad y *Monograptus* sp., interpretando una edad silúrica de estas capas, asimismo reconoce fósiles alóctonos procedentes de las calizas de la Formación San Juan. Amos y Fernández (1977) asignan la unidad al Devónico inferior por la presencia de *Leptocoelia nuñezi* Amos y Boucot. Cuerda (1981) describe una asociación de graptolitos provenientes de la localidad La Rinconada, integrada por *Climacograptus* cf. *minutus* Carruthers, *Diplograptus* sp. y *Monograptus* sp, asignándoles una edad llandoveriana. Peralta (1993) propone una edad silúrica tardía para esta unidad en base a su contenido fosilífero, infiriendo su correlación con la parte superior de la Formación LOS ESPEJOS (véase) o su equivalente, la Formación TAMBOLAR (véase), o con un evento tecto-sedimentario pre Formación Talacasto, que originó los depósitos de olistostroma. Sin embargo, Benedetto y Franciosi (1998), en base a una fauna de braquiópodos hallada en los niveles más altos de la localidad tipo original (sierra Chica de Zonda), interpretan una edad no menor que wenlockiana tardía, indicando que debido a la discordancia angular que la separa de los depósitos más modernos, la edad del techo puede variar en los distintos afloramientos.

Observaciones: Peralta (1993) unifica las formaciones MOGOTES NEGROS (véase) y Rinconada, atendiendo las razones expuestas por el autor. De acuerdo a este autor, Cabeza Quiroga (1942) denomina Formación Mogotes Negros al conjunto sedimentario aflorante en el flanco oriental de la Sierra de Villicúm, San Juan. Amos (1954), define la Formación Rinconada, fijando el estratotipo de la unidad en la localidad homónima, en la Sierra Chica de Zonda y considera a los afloramientos descritos por Cabeza Quiroga (1942), en la sierra de Villicúm, similares a los de la Formación Rinconada. La unidad fue objeto de diferentes interpretaciones en cuanto a su génesis, Borrello (1969), denomina esta secuencia como "wildflysch La Rinconada". Amos (1954), considera un origen sedimentario y no tectónico para estos depósitos, del tipo "tectónica de écoulement". Peralta (1993) y Baldis y Peralta (1999), reconocen una suite de depósitos gravitatorios, constituidos por elementos alóctonos deslizados, procedentes de la Formación San Juan (olistolitos) y conglomerádicos y / o psamíticos provenientes de unidades clásticas del Ordovícico y del Silúrico. Los depósitos autóctonos están representados por depósitos de flujo de detritos y conglomerados y areniscas de relleno de canal. Baldis y Peralta (1999) consideran que por su litología, estructura y fábrica, los depósitos de mélange de la Formación Rinconada reflejan procesos de resedimentación y remoción en masa, en una cuenca de tipo anfosa (foredeep) por acción gravitatoria. De esta manera explican la notable variedad litológica a expensas de unidades eopaleozoicas preexistentes y la intensa deformación sinsedimentaria. Ramos *et al.* (1986) interpretan estos depósitos como producto de la interacción tectónica entre el terrane de Precordillera y las Sierra Pampeanas. Peralta (2005) considera a la Formación Rinconada de edad devónica y la interpreta como un equivalente a la Formación Los Sombreros (Devónico).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Amos (A. J.), 1954; Amos (A. J.) y Fernández (J.), 1977; Baldis (B.A.J) y Peralta (S.H.), 1999; Benedetto (J.L.) y Franciosi (M.), 1998; Cabeza Quiroga (J.R.), 1942; Cuerda (A.J.), 1981, 1985; Keidel (J.), 1938; Peralta (S.H.), 1993, 2005; Ramos (V.A.), Jordan (T.E), Allmendinger (R.W.), Mpodozis (C.), Kay (S.M.), Cortés (J.M.) y Palma (M.A.), 1986.

RIO DESEADO (Complejo...)Neoproterozoico - Devónico inf.

(Macizo del Deseado, Prov. Santa Cruz, aprox. 47°40' lat. S. y 67°20' long. O).

VIERA (R.) y PEZZUCHI (H.), 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo Metamórfico de la Patagonia extraandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31 (4), p. 281.

Localidad tipo: Aproximadamente 7,5 km al nor-noroeste del casco de la estancia Dos Hermanos (Viera y Pezzuchi, 1976).

Descripción original: "Litológicamente está compuesto por esquistos micáceos, filitas, cuarcitas, inyectadas por cuarzo lechoso entre los planos de esquistosidad y también en forma de venas discordantes. A las rocas citadas se asocian cuerpos de tipo anfibolítico y diques pegmatíticos que intruyen en parte el material mencionado."

Descripción: Los principales afloramientos se encuentran en las cercanías de las estancias Las Tres Hermanas, Dos Hermanos y El Sacrificio y comprenden rocas metamórficas y plutónicas. Las rocas metamórficas incluyen metacuarcitas, filitas, anfibolitas, esquistos anfibólicos y esquistos cálcicos. Las metacuarcitas y filitas están compuestas por cuarzo-feldespato-mucovita+/-biotita-clorita. Las anfibolitas y los esquistos anfibólicos están compuestos por plagioclasa-hornblenda+/-cuarzo-epidoto-titanita-calcita-tremolita-granate-diópsido (Giacosa *et al.*, 1998). Las rocas muestran estructuras dúctiles asociadas a una primera fase de deformación dúctil (D1) en condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes (zona de biotita) y parte más baja de facies anfibolita (con epidoto) a las que se superponen estructuras asociadas a una fase de deformación frágil (D2) probablemente relacionadas con la exhumación del complejo (Márquez *et al.*, 1993; Giacosa *et al.*, 1998). Las rocas plutónicas son calcoalcalinas distinguiéndose tres grupos en función de sus características estructurales (Márquez *et al.*, 1993). El primer grupo comprende sienos-

monzogranitos y granodioritas foliados (ortogneises graníticos pre-D1) de microclino, biotita, muscovita y granate. El segundo grupo incluye tonalitas, granodioritas y sieno-monzogranitos post-cinemáticos con biotita, muscovita y granate; tienen foliación magmática y forman migmatitas inyectadas y enclaves. El tercer grupo se emplazó tardíamente respecto de D1 y esta constituido por diques y filones graníticos muy evolucionados con facies pegmatíticas y cuerpos grábricos con foliación de flujo.

Relaciones estratigráficas: Está cubierta en discordancia angular por la Formación La Golondrina, de edad pérmica, e intruida por las rocas plutónicas y volcánicas jurásicas pertenecientes a la formación La Leona y al Grupo Bahía Laura respectivamente (Giacosa *et al.*, 1998).

Edad: Dataciones U/Pb SHRIMP en circones detríticos sugieren una edad máxima de depositación de 565 Ma (Pankhurst *et al.*, 2003) en tanto que dataciones K/Ar en anfibolita indican que el metamorfismo de la unidad habría ocurrido a los 540±20 Ma (Pezzuchi, 1978). La edad del magmatismo se ubica entre los 401 y 472 Ma (U/Pb TIMS y U/Pb SHRIMP, Loske *et al.*, 1999 y Pankhurst *et al.*, 2003).

(N.A. RUBINSTEIN)

Referencias: Giacosa (R.), Cesari (O.) y Genini (A.), 1998; Loske (W.), Márquez (M.), Giacosa (R.), Pezzuchi (H.) y Fernández (M.), 1999; Márquez (M.), Giacosa (R.), Pezzuchi (H.) y Fernández (M.), 1993; Pankhurst (R.A.), Rapela (C.W.), Loske (W.), Márquez (M.) y Fanning (C.M.), 2003; Pezzuchi (H.), 1978.

RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS (Formación...).....Silúrico sup. - Devónico inf.

(Bloque de San Rafael, Prov. Mendoza, aprox. 34°45'–35°30' lat. S y 68°30'–69' long. O)

GONZÁLEZ DÍAZ (E.F.), 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19, p. 154.

Localidad tipo: El perfil tipo se reconoce en el cañón del Atuel, en las cercanías del dique Valle Grande, extendiéndose desde las lomas de Rincón Bayo hasta alcanzar por el naciente la quebrada del río Seco de los Castaños (González Díaz, 1972).

Descripción original: “areniscas micáceas oscuras y escasas limolitas verdes”

Descripción: En el perfil tipo, la litología está compuesta por areniscas feldespáticas micáceas gruesas a medianas de color gris oscuro o morado, subgrauvacas, lutitas y limolitas (González Díaz, 1972). Tiene un rumbo general N 30-40° O, con inclinaciones de hasta 70° al NE (Poiré *et al.*, 2002). En el perfil Lomitas Negras se reconocen niveles de conglomerados con clastos de rocas carbonáticas ordovícicas pertenecientes a la Formación PonónTrehué (Nuñez, 1976). En los afloramientos de Agua de Blanco se desarrollan estructuras de plegamiento muy suave y dislocaciones. En esta zona Poiré *et al.* (2002) definieron una sección inferior pelítica con intercalaciones arenosas ondulíticas, una sección media de facies heterolíticas con arena y trazas fósiles y una sección superior de facies heterolíticas con bancos arenosos masivos. Sobre la base de estudios regionales, Manassero *et al.* (2009) interpretaron la secuencia descrita como un sistema de plataforma marina-deltaica distal a proximal. La presencia de icnogéneros de tipo *Dictyodora*, *Nereites* y *Zoophycos* (Pazos *et al.*, 2015 a y b) y escasos artrópodos (Di Persia, 1972) favorece esta interpretación.

Espesor y relaciones estratigráficas: Si bien la base donde se apoya esta unidad es desconocida, el contacto con la Formación El Imperial -de edad carbonífera- se establece por medio de una discordancia angular (González Díaz, 1972). El espesor aproximado de esta unidad sería de unos 600 metros (Manassero *et al.*, 2009).

Extensión geográfica: Otros afloramientos característicos corresponden a aquellos conocidos como ruta 144, que constituye la caja de la tonalita Rodeo de la Bordalesa y del Gabro Loma Alta y las áreas de Lomitas Negras y Agua del Blanco localizados en el sector sur del Bloque de San Rafael (Manassero *et al.*, 2009).

Paleontología y edad: A partir del desdoblamiento de la Serie LA HORQUETA (véase) en la Formación LA HORQUETA (véase) y la Formación Río Seco de los Castaños (González Díaz, 1981), los afloramientos asignados al Devónico debido al hallazgo de restos del coral tabulado *Pleurodyction* (Di Persia, 1972) corresponderían a la Formación Río Seco De Los Castaños, al igual que los afloramientos de la ruta 144 caracterizados por la presencia de microfloras de acritarcos y prasinofitas que indican una edad silúrica a devónica inferior (Rubinstein, 1997a). Por otra parte, dataciones de circones detríticos permitieron restringir la edad de esta unidad al Ludloviano – Lochkoviano (Cingolani *et al.*, 2013, 2014). Nuevos estudios (Pazos *et al.*, 2015 a, 2015b) reconocieron una asociación de trazas fósiles de edad silúrica tardía-devónica temprana compuesta principalmente de *Dictyodora scoticatenuis* y una nueva icnoespecie llamada *atuelica*, *Nereites* (*cf. cambrensis, irregularis, jacksoni, macleayii, missouriensis, pugnus*, *isp.*) *Taenidium* *sp.* y *Zoophycos* *isp.*, mientras que, en los afloramientos de Agua del Blanco, Poiré *et al.* (2002) reconocieron icnofacies de *Cruziana*. Esta asociación es consistente con un ambiente de plataforma marina-deltaica proximal a distal hacia el oeste tal como ha sido propuesto por Manassero *et al.* (2009). Morel *et al.* (2017) describen restos de plantas fósiles en la quebrada del río Atuel, a unos 12 kilómetros de la ciudad El Nihuil. La asociación registrada comprende una baja diversidad de plantas terrestres primitivas y con fuerte fragmentación de los especímenes, que fueron asignadas a *Bowerophylloides cf. mendozaensis* y *Hostinella* *sp.* Sobre la base de la información taxonómica y la correlación estratigráfica, estos autores infieren que la Formación Río Seco de los Castaños tiene una edad devónica temprana. Finalmente, recientes estudios isotópicos (Cingolani *et al.*, 2017) indican dos fuentes principales de aporte de sedimentos. La principal, de edad ordovícica, correspondería al terreno Pampia. El segundo grupo indicaría un aporte de edad mesoproterozoica proveniente del complejo ígneo-metamórfico de la Formación Cerro La Ventana. Asimismo, la signatura de Sm-Nd reconocida coincide con el basamento Mesoproterozoico y la plataforma carbonática – silicoclástica respaldando ambas procedencias.

Observaciones: Esta formación fue inicialmente incluida en la Serie LA HORQUETA (Dessanti, 1956) (véase) y posteriormente González Díaz (1981) desdobló esta Serie en la Formación La Horqueta y la Formación Río Seco De Los Castaños. En esta unidad también se incluyen las “*grauvacas y pizarras arenosas*” de Dessanti (1945) y las “*grauvacas y lutitas sericíticas*” de Dessanti y Caminos (1967) las cuales, de acuerdo con estos autores, se corresponden con afloramientos asignados a la “Serie LA HORQUETA” y al “Grupo LA HORQUETA” (véase) respectivamente.

Los términos devónicos de esta unidad se correlacionan con las formaciones Villavicencio, Punta Negra y Talacasto (Devónico) que afloran en la Precordillera (Harrington, 1971; González Bonorino y Middleton, 1976; González Díaz, 1981; Astini, 1991, Peralta *et al.*, 1995; Bustos, 1996; Poiré y Morel, 1996; Edwards *et al.*, 2001; Peralta, 2003, 2005; Astini *et al.*, 2005; Poiré *et al.*, 2002) mientras que Rubinstein (1997a) correlaciona los afloramientos de la ruta 144 con la Formación LOS ESPEJOS (véase), también aflorante en la Precordillera, de acuerdo a la microflora de acritarcos reconocida.

(A. GÓMEZ)

Referencias: Astini (R.A.), 1991; Astini (R.A.), Dávila (F.M.), López Gamundí (O.), Gómez (F.), Collo (G.), Ezpeleta (M.), Martina (F.) y Ortiz (A.), 2005; Bustos (U.), 1996; Cingolani (C.A.), Manassero (M.), Basei (M.) y Uriz (N.), 2013; Cingolani (C.A.), Manassero (M.J.), Uriz (N.J.) y Basei (M.A.S.), 2014; Cingolani (C.A.), Uriz (N.J.), Abre (P.), Manassero (M.J.) y Basei (M.A.S.), 2017; Dessanti (R.N.) 1945, 1956; Dessanti (R.N.) y Caminos (R.), 1967; Di Persia (C.A.), 1972; Edwards (D.), Morel (E.), Poiré (D.G.) y Cingolani (C.A.), 2001; González Bonorino (G.) y Middleton (G.N.), 1976; González Díaz (E.F.), 1964, 1972, 1981; Harrington (H.J.), 1971; Manassero (M.J.), Cingolani (C.A.) y Abre (P.), 2009; Morel (E.M.), Cingolani (C.A.), Ganuza (D.), Uriz (N.J.) y Bodnar (J.), 2017; Nuñez (E.), 1976; Pazos (P. J.), Gutiérrez (C.), Fernández (D. E.), Heredia (A. M.) y Comerio (M.), 2015a; Pazos (P. J.), Heredia (A. M.), Fernández (D.E.), Gutiérrez (C.) y Comerio (M.), 2015b; Peralta (S.H.), 2003, 2005; Peralta

(S.H.), León (L.I.) y Carter (C.H.), 1995; Poiré (D.G.) y Morel (E.), 1996; Poiré (D.G.), Cingolani (C.) y Morel (E.), 2002; Rubinstein (C.V.), 1997a.

S

SALAR DEL RINCÓN (Formación...).....Ordovícico sup. - Silúrico inf.?

(*Puna Occidental de Salta*, entre los 24°05' y 24°15' lat. S).

ACEÑOLAZA (F.G.), BENEDETTO (J.L.) y SALFITY (J.A.), 1972. El Neopaleozoico de la Puna Argentina: su fauna y relación con áreas vecinas. *Anais da Academia Brasileira da Ciencias*, 44 (Suplemento), p. 6.

Localidad y sección tipo: El perfil tipo fue definido por Aceñolaza *et al.* (1972b) al oeste del Salar del Rincón, en una profunda quebrada de rumbo NE que desemboca en el mismo.

Descripción original: "Sucesión arenoso-arcillosa, de color blanco amarillento, o verdoso caracterizada por una fauna de invertebrados marinos que permite asignarla al Devónico Inferior"

Descripción: Donato y Vergani (1985) dividen esta formación en dos miembros. El miembro inferior, compuesto por facies de conglomerados polimícticos finos a gruesos, y de areniscas cuarzosas finas a medianas, originado en un sistema fluvial anastomosado proximal, y el miembro superior caracterizado por sedimentitas de origen marino. Los autores reconocen el pasaje transicional entre ambos miembros y las facies de vaques finas a medianas, de areniscas cuarzosas finas a medianas y de arcillita presentes en el miembro superior, las que representarían un ambiente marino litoral silicoclástico, a mixto con aporte terrígeno.

Espesor: El mayor espesor de la unidad se presenta expuesto en la margen norte de la quebrada del Médano (Benedetto y Sánchez. 1990). En el área tipo el miembro inferior posee 38 m de espesor aproximado, mientras que el miembro superior presenta aproximadamente 78 m (Donato y Vergani, 1985).

Relaciones estratigráficas: Se apoya en discordancia angular sobre la Formación Las Vicuñas (Tremadociano temprano) y se encuentra cubierta, mediante discordancia erosiva, por la Formación Cerro Oscuro (Carbonífero tardío) (Aceñolaza *et al.*, 1972b; Moya *et al.*, 1993).

Extensión geográfica: Sus afloramientos se encuentran restringidos al área comprendida entre el cerro Rincón, que forma parte del límite con Chile, y el Cerro Oscuro, ubicado unos pocos kilómetros hacia el sureste.

Paleontología y edad: Esta unidad fue inicialmente asignada al Devónico Inferior por Aceñolaza *et al.* (1972a, 1972b) en base a su contenido de invertebrados fósiles, como tentaculítidos, conuláridos y braquiópodos, y más tarde por los trilobites registrados por Baldís *et al.* (1973) y Baldís y Longobuco (1977). Posteriormente, su edad fue restringida al lapso Ashgilliano tardío a Llandoveryano temprano por Isaacson *et al.* (1976), sobre la base del análisis de las faunas de braquiópodos y graptolitos. Estudios más detallados de los distintos grupos fósiles registrados posteriormente, tales como tentaculítidos (Godoy Ciguel, 1989), braquiópodos y bivalvos (Benedetto y Sánchez, 1990), trilobites y graptolitos (Malanca y Moya, 1998) sugirieron una edad coincidente con ese lapso temporal. Más recientemente, Rubinstein y Vaccari (2004) asignaron el miembro superior de esta unidad al Hirnantiano tardío-Rudánico temprano, sobre la base de evidencias litológicas y paleontológicas (criptoesporas y acritarcos).

Observaciones: Aceñolaza *et al.* (1972b) dieron a conocer la unidad, pero sin asignarle un nombre formacional. Poco después, fue descrita formalmente como Formación Salar del Rincón por Aceñolaza *et al.* (1972a) en el área del Cerro Oscuro. Más tarde, una edad ordovícica tardía a llandoveryana temprana fue sugerida fundamentalmente por la presencia de

graptolitos monograptidos, que actualmente resultan de posición incierta (Isaacson *et al.*, 1976). Una revisión estratigráfica detallada del área tipo de esta unidad fue realizada posteriormente por Donato y Vergani (1985), quienes propusieron su subdivisión en dos miembros: inferior y superior, aunque mantuvieron la edad devónica inferior asignada originalmente. Estudios recientes de palinomorfos y graptolitos han corroborado la asignación de esta unidad al Ordovícico Superior-Silúrico inferior?, hasta tanto se brinden mayores detalles sobre los elementos diagnósticos que permitan mayores precisiones para la ubicación del límite sistémico (Vaccari *et al.*, 2010; Toro *et al.*, 2011).

(B.A. TORO)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Benedetto (J.L.) y Salfity (J.A.), 1972a; Aceñolaza (F.G.), Benedetto (J.L.), Koukharsky (M.), Salfity (J.A.) y Viera (O.), 1972b; Baldis (B.A.), Levy (R.) y Nullo (F.), 1973; Baldis (B.A.) y Longobuco (M.), 1977; Benedetto (J.L.) y Sánchez (T.M.), 1990; Donato (E.O.) y Vergani (G.), 1985; Godoy Ciguel (J.), 1989; Issacson (P.E.), Antelo (B.) y Boucot (A.J.), 1976; Malanca (S.) y Moya (M.C.), 1998; Moya (M.C.), Malanca (S.), Hong (F.) y Bahlburg (H.), 1993; Rubinstein (C.V.) y Vaccari (N.E.), 2004; Toro (B.A.), Vaccari (N.E.), Vento (B.A.) y Balseiro (D.), 2011; Vaccari (N.E.), Toro (B.A.), de la Puente (S.G.) y Rubinstein (C.V.), 2010.

SALTO ANDERSEN (Granodiorita ...).....Silúrico

(Sector sud-oriental Prov. La Pampa, aprox. 38°52' lat. S y 65° long. O)

TICKYJ (H.), STIPP BASEI (M.A.), SATO (A.) y JORG (E.), 1999. U-Pb and K-Ar ages of Pichi Mahuida Group, crystalline basement of south-eastern La Pampa Province, Argentina. 2° *Simpósio Sudamericano de Geología Isotópica* (Villa Carlos Paz), *Actas 2*, p. 139-144.

Observaciones: Unidad identificada dentro del Grupo PICHÍ MAHUIDA (véase), cuyo análisis radiométrico U-Pb (en zircones) indica una edad de 431 ± 12 Ma (Tickyj *et al.*, 1999b). Compuesta por escasos fenocristales de plagioclasa, contiene plagioclasa zonada, cuarzo, feldespato potásico, biotita y anfíboles.

(S.M. DEVINCENZI)

Referencias: Tickyj (H.), Stipp Basei (M.A.), Sato (A.) y Jorg (E.), 1999b.

SAN CARLOS (Miembro...).....Wenlockiano - Pragiano/Emsiano

(Macizo Nordpatagónico, Prov. Río Negro y noreste de Chubut, 40°30'–42°15' lat. S y 65°–69°15' long. O)

ZANETTINI (J.C.M.), 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(2): p. 161.

Observaciones: Zanettini (1981) define dos miembros para la Formación Sierra Grande (Miembros San Carlos y Herrada). El Miembro San Carlos corresponde a la sección inferior de la secuencia, compuesto por cuarcitas conglomerádicas grisáceas a verdosas, con clastos redondeados de cuarzo, cuarcitas y filitas, que son seguidas por limolitas y lutitas alternantes que pasan a niveles hematíticos oolíticos (Horizonte ferrífero Rosales), al cual suceden areniscas finas, limolitas y lutitas rojizas, culminando con cuarcitas finas grises y lentes conglomerádicos de color pardo. El autor no brinda detalles sobre la localidad tipo de esta unidad.

Véase: SIERRA GRANDE (Formación...), HERRADA (Miembro...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Zanettini (J.C.M.), 1981.

SAN IGNACIO (Formación...).....**Carbonífero sup. - Pérmico inf.**

(Prov. San Juan, 30°85'–31° lat. S; 70°55'–70°05' long. O)

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (L.R.), HEREDIA (N.), MARÍN (G.), QUESADA (C.), ROBADOR (A.), RAGONA (D.), CARDÓ (R.), 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes Argentinos entre los 308 y 318 de latitud Sur. *13° Congreso Geológico Argentino* (Buenos Aires), *Actas 2*, p. 10.

Observaciones: Está constituida por depósitos carbonáticos microbialíticos dómicos, trombolitos y calizas inorgánicas laminadas con arcilitas, volcanoclastitas y depósitos pedogenéticos asociados. Se han identificado las siguientes asociaciones de facies: brechas y areniscas, conglomerados areniscas y pelitas y calizas, rocas volcánicas y pelitas (Busquets *et al.*, 2013). Se extiende hacia el noroeste del yacimiento de Castaño Viejo (quebradas de Las Nipas, Las Ánimas y tramo superior de la de San Ignacio), en la Cordillera Frontal.

Se la describió en un principio como silúrico-devónica con base en estudios de esporas, restos de acritarcos y quitinozoos, recolectados por Pöthe *et al.* (1987) en los términos margosos de la Quebrada de Las Ánimas (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996; Busquets *et al.*, 2013). Sin embargo, posteriores estudios describieron una microflora con predominio de esporas trilete, acompañadas en menor proporción por polen bisacado, en la parte superior de la unidad que fue referida a la Biozona *Raistrickia densa-Convolutispora muriornata* (Césari y Gutiérrez, 2000), de edad carbonífera tardía (Busquets *et al.*, 2005). En base a las asociaciones polínicas, troncos silicificados y relaciones estratigráficas, Busquets *et al.* (2013) proponen una edad carbonífera tardía a pérmica temprana temprana para esta formación y sugieren que el material analizado por Pöthe *et al.* (1987) posiblemente derive del retrabajo de sedimentitas ordovícicas y silúricas.

(C.A. BENAVENTE)

Referencias: Busquets (P.), Colombo (F.), Heredia (N.), Solé de Porta (N.), Rodríguez Fernández (L.R.) y Álvarez Marrón (J.), 2005; Busquets (P.), Limarino (C.O.), Cardó (R.), Méndez-Bedia (I.), Gallastegui (G.), Colombo (F.), Heredia (N.) y Césari (S.N.), 2013; Césari (S.N.) y Gutiérrez (P), 2000; Pöthe (E.D.), Cardó (R.) y Pelichotti (R); 1987; Rodríguez Fernández (L.R.), Heredia (N.), Marín (G.), Quesada (C.), Robador (A.), Ragona (D.) y Cardó (R.), 1996.

SAN MARTÍN (... Group; Grupo...).....**Silúrico sup. - Devónico medio**

(Planicie Chaco-Salteña, este Prov. Salta; Planicie Chaco-Pampeana, Prov. Santiago del Estero, aprox. 22°–23° lat. S y 62°30'–63°40' long. O)

PADULA (E.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.R.), CRIADO ROQUE (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 174.

Localidad tipo: El grupo fue creado a partir de información producida por diversas exploraciones entre los 22° y 23° Sur y 62° 30' a 63° 40' Oeste (Padula *et al.*, 1967).

Descripción original: "The San Martín Group (n. nov.) was created by YPF (1966) on the information produced by wildcats located between 22° to 23° South and 62° 30' to 63° 40' West. [Comprende las formaciones Puesto Tigre (Devónico), Michicola (Devónico) y Tonono] The name derives from San Martín County, Province of Salta".

(S. NOETINGER)

Referencias: Padula (E.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.R.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967.

SANTIAGO DEL ESTERO (... Group; Grupo...).....Silúrico sup. - Devónico medio

(*Planicie Chaco-Salteña, este Prov. Salta; Planicie Chaco-Pampeana, Prov. Santiago del Estero, aprox. 26°20' lat. S y 63°20' long. O*)

PADULA (E.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.R.), CRIADO ROQUE (P.), FLORES (M.A.) y BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozo SE. EC. x-1, provincia de Santiago del Estero (26°20' lat. S y 63°20' long. O) (Padula *et al.*, 1967; Antonelli y Ottone, 2006).

Descripción original: "The Santiago del Estero Group (n. nov.) was created by YPF (1965) on the basis of subsurface information obtained in the SE.EC.x-1, El Caburé stratwell. The name derives from the Province Santiago del Estero. [Comprende las formaciones COPO (véase), CABURÉ (véase) y Rincón (Devónico)] Copo is the county, Caburé the nearest railroad station to the location. Rincón is the locality at which the Continental – Marathon Oil Co. drilled the ER-1 test".

(S. NOETINGER)

Referencias: Antonelli, (J.) y Ottone, (E.G.), 2006; Padula (E.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.R.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967.

SIERRA GRANDE (Formación...).....Wenlockiano - Pragiano/Emsiano

(*Macizo Nordpatagónico, Prov. Río Negro y noreste de Chubut, 40°30'–42°15' lat. S y 65°–69°15' long. O*)

HARRINGTON (H.J.), 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 40 (10), p. 1875.

MÜLLER (H.), 1965. Zur Alterfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande / Río Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer Fossilfunde. *Geologische Rundschau*, 54(2), p. 717.

Localidad tipo: Tanto al sur como al norte de la localidad homónima de la provincia de Río Negro, en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, se presentan de manera saltuaria afloramientos de esta unidad. Las exposiciones más representativas ocurren en la región sur de Sierra Grande (Yacimiento Sur y Este) y al norte, en la Loma Alfaro (Yacimiento Norte), presentándose las mayores potencias registradas.

Descripción original: "In addition, the Sierra Grande formation of northeastern Chubut, north of Puerto Madryn in Patagonia, is almost certainly Lower Devonian".

Descripción: La Formación Sierra Grande comprende a un conjunto de sedimentitas silicoclásticas donde se reconocen esencialmente areniscas y cuarcitas, con alternancia de secuencias pelíticas, presentando de manera subordinada bancos conglomerádicos, areniscas conglomerádicas y niveles u horizontes ferríferos de interés minero. Se incluyen también dentro de esta unidad, rocas magmáticas representadas por diabasas y rocas clorítico-granatíferas sinsedimentarias. Sus tonalidades varían de blanco grisáceas a rojizas. Presentan laminación y estratificación fina a gruesa, estratificación entrecruzada y ondulitas. El material pelítico, se presenta generalmente interestratificado con las psamitas o constituye secuencias asociadas a los niveles mineralizados. Las facies más gruesas de la secuencia (conglomerados y areniscas conglomerádicas) se presentan en la base de la unidad, aflorantes en el sector oriental, según las interpretaciones de los perfiles publicados por Zanettini (1981, 1999). Spalletti *et al.* (1991) y

Spalletti (1993) sugieren que la Formación Sierra Grande se desarrolló en ambiente marino abierto, con buen desarrollo de las zonas de plataforma poco profunda dominadas por procesos de olas y tormentas. La acumulación de facies se produjo mayormente entre la playa y el frente de costa superior. La sedimentación de mar afuera estuvo regida por condiciones de buen tiempo y tormenta representadas por facies heterolíticas. La génesis de concentraciones ferríferas en la Formación Sierra Grande se ha visto favorecida debido a las características ambientales de sedimentación: mar abierto y escasa profundidad, lento índice de sedimentación, condiciones paleoclimáticas cálidas y un ascenso general del nivel del mar durante la depositación. Zanettini (1981, 1999) subdivide la Formación Sierra Grande en los Miembros POLKE (inferior) (véase), SAN CARLOS (medio) (véase) y HERRADA (superior) (véase), basándose en sus caracteres litológicos, contenido fosilífero y reinterpretaciones mediante estudios de cambios relativos del nivel del mar, los cuales responden a procesos transgresivo-regresivos.

Espesor: Dadas las características estructurales de la unidad (pliegues cerrados afectados por fallamiento) los espesores suelen ser variables. Para los afloramientos septentrionales (Yacimiento Norte), en el flanco occidental del sinclinal Rosales, la secuencia estratigráfica alcanza 1.243 metros y en el perfil relevado en Loma Alfaro es de 2.130 metros (máxima potencia registrada). En los afloramientos meridionales (Yacimiento Sur), su espesor alcanza los 1.274 metros. En los afloramientos orientales del sector de Loma Monocchio, su potencia es de 159 metros, mientras que en la Estancia Giordano, la sucesión tiene 367 metros de espesor (Zanettini, 1981, 1999).

Relaciones estratigráficas: La secuencia sedimentaria silúrico-devónica sobreyace en discordancia angular a metamorfitas de bajo grado (Ectinita El Jagüelito), cuyo contacto es observable al noreste del yacimiento Norte en el cerro Colorado y al sur del arroyo Herrada; mientras que en el sector de Punta Sierra, se apoya en discordancia erosiva sobre rocas intrusivas magmáticas de edad paleozoica temprana del Complejo Plutónico PUNTA SIERRA, que incluye al Granito PUNTA SIERRA (véase) datado en 435 ± 20 Ma (Weber, 1983); 483 ± 22 Ma (Varela *et al.*, 1997, 1998); 476 ± 4 Ma Pankhurst *et al.*, 2006 y Granodiorita Arroyo Salado, de la cual se obtuvieron edades de 476 ± 4 Ma (Varela *et al.*, 1998) y 475 ± 6 Ma (Pankhurst *et al.*, 2006). En los afloramientos al sur de la localidad de Sierra Grande y en el sector de Estancia Giordano, el contacto basal no se observa por hallarse cubierto por sedimentos modernos. En las proximidades de la Mina Hiparsa, se encuentran granitoides considerados como pérmicos por Busteros *et al.* (1998) según las dataciones realizadas previamente por Halpern *et al.* (1970) y Varela *et al.* (1997) por tanto se los reconoce inicialmente como intrusivos en esta unidad. Posteriormente, a través de nuevos estudios isotópicos (Pankhurst *et al.*, 2006; Varela *et al.*, 2007, 2008) se interpreta la existencia de un granito denominado informalmente como Granito Mina Hiparsa, de edad ordovícica temprana, que forma parte del sustrato de las sedimentitas silúrico-devónicas y una granodiorita ubicada al oeste de la laguna Medina (Granodiorita Laguna Medina), datada como Carbonífero-Pérmico, siendo intrusiva en la Formación Sierra Grande (Varela *et al.*, 2008). La Formación Sierra Grande es sobrepuesta por la Formación Marifil (Jurásico inferior a medio), tanto en los afloramientos septentrionales, meridionales y Estancia Giordano. La Formación Puesto Piris (Triásico medio a superior) cubre a la unidad de manera parcial en el sector meridional y de igual forma lo hacen las formaciones Patagonia (Oligo-Mioceno) y Tehuelches (Mio-Pleistoceno) en las exposiciones septentrionales y orientales. Depósitos holocénicos y derrubios de la misma formación cubren generalmente a la unidad dificultando su observación. Al norte y sur de la localidad de Sierra Grande, es intruida por cuerpos granodioríticos (stock y diques) y diques riolíticos de la Formación Marifil.

Extensión geográfica: Aflora principalmente en forma dispersa en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, sudeste de la provincia de Río Negro. Otros afloramientos menores se encuentran en el noreste de la provincia de Chubut, próximos a la localidad de Gastre, reconocidos aquí como Formación GUDIÑO (Proserpio, 1978) (véase) y correlacionados con esta unidad (Cortés *et al.*, 1984). También se registran depósitos correlacionables a los de la Formación Sierra Grande entre las localidades de Valcheta y Nahuel Niyeu (Nuñez *et al.*, 1975; Cortés *et al.*, 1984) y próximos a las nacientes del arroyo Salado, borde norte de la meseta de Somuncura (Rincón del Salado). Las exposiciones de la localidad de Valcheta y alrededores

son de escaso desarrollo y su potencia de menor espesor. Finalmente, existen reducidas exposiciones en el área del Gran Bajo de Gualicho descritas por Sepúlveda (1983).

Paleontología y edad: Las primeras descripciones sobre el contenido fosilífero que permitieron asignar una edad a la unidad, se deben a Müller (en Klammer, 1964) el cual menciona la presencia de *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.) y *Castellaroina fascifer* (Kayser) en las areniscas superiores del horizonte sur. Müller (1965) describe *Trimerus?* sp., *Proetus?* sp., *Eotomaria* sp., *Parmortis* sp., *Australostrophia* sp. y *Clarckeia antisiensis* (d'Orb.) procedentes de la 'Loma de los Fósiles' en el mismo horizonte sur. También han sido reportados por algunos autores restos de *Conularia quichua* Ulrich y *Bainella?* sp. pobremente preservados hacia el techo de las areniscas del horizonte este. De acuerdo a Müller (1965) los últimos puntos dan una edad devónica temprana. Posteriormente, el registro de invertebrados marinos (braquiópodos, trilobites, pelecípodos, conuláridos e icnofósiles) provenientes principalmente de la Loma de los Fósiles y el Yacimiento Este, permiten considerar a la unidad de edad silúrica media?-tardía - devónica temprana (Manceñido y Damborenea, 1984). La asociación de fauna presente, confirma la existencia de elementos de la "Zona de Harringtonina", del Wenlockiano, vinculados a componentes endémicos que caracterizan a la Provincia Malvinokáfrica. La presencia de conuláridos sugiere la extensión de la edad hasta el Devónico temprano. Posteriormente, Rustán *et al.* (2013), favorecen una edad silúrica temprana para el intervalo estratigráfico, a partir de las asociaciones de trilobites identificados. Por su parte, Siccardi *et al.* (2014) afirman una edad hirmantiana-silúrica temprana a partir del estudio de las asociaciones de braquiópodos registrada. Manassero *et al.* (2014) interpretan a estos niveles portadores de una diversa fauna como un 'firmground' fosilífero desarrollado en un ambiente marino somero. Estas edades son coherentes con las dataciones obtenidas para los granitoides famatinianos del Complejo Plutónico PUNTA SIERRA y equivalentes, constituyendo parte del sustrato donde se asienta esta unidad, como así también, concuerdan con la edad máxima de sedimentación (440 a 428 Ma, Silúrico inferior-medio) obtenida a partir de los estudios geocronológicos en circones detríticos de varias muestras de ortocuarcitas de la Formación Sierra Grande (Uriz *et al.*, 2008a y b, 2011), en tanto que la sección inferior correspondiente al Miembro POLKE, Pankhurst *et al.* (2006) y Naipauer *et al.* (2011) aportan edades U-Pb en circones detríticos, cuyo registro dominante de ca. 500 Ma acota la depositación del miembro entre el Cámbrico tardío y Ordovícico temprano.

Observaciones: La denominación formal de Formación Sierra Grande fue empleada inicialmente por Harrington (1962) y utilizada por Müller (1965), a quien posteriormente se le atribuye la nomenclatura, pero sus estudios centraron el interés sobre el contenido fosilífero presente en la secuencia.

Navarro (1962) emplea la designación de "Serie Ferrífera" para describir los depósitos del Yacimiento Sur, identificando distintos miembros (Cuarcitas de Alegría, Grauvacas de los Fósiles, Horizonte Ferrífero Principal, Grauvacas del Techo y Cuarcitas del Cerro Blanco). Amos (1971) designa con el mismo nombre a la sección inferior (silúrica), mientras que para la sección superior (devónica) Cuerda y Baldis (1971) mantienen la denominación utilizada por Navarro (1962) de Formación Cerro Blanco. Las publicaciones de Klammer (1964); Müller (1965); Braitsch (1965), Avila (1978) y los trabajos geofísicos llevados a cabo por Zanettini *et al.* (1979) permiten caracterizar la unidad bajo otros aspectos geológico-estructurales. Para el sector nororiental Núñez *et al.* (1975), Weber (1983) y Busteros *et al.* (1998) completan la descripción de los afloramientos; mientras que, trabajos de índole regional para el ámbito de Macizo Nordpatagónico, son desarrollados por Stipanovic y Methol (1980), Stipanovic *et al.* (1968), Cortés *et al.* (1984), Ramos y Cortés (1984). Otras contribuciones de variada temática completan el conocimiento geológico de la unidad (Gelós, 1977; Avila, 1980, 1982; entre otros).

(N.J. URIZ y C.A. CINGOLANI)

Referencias: Amos (A.J.), 1971; Avila (J.C.), 1978, 1980, 1982; Braitsch (O.), 1965; Busteros (A.), Giacosa (R.), Lema (H.) y Zubia (M.), 1998; Cortés (J.M.), Caminos (R.) y Leanza (H.A.), 1984; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; De Alba (E.), 1954; Gelós (E.M.), 1977; Halpern (M.), Umpierre (U.) y Linares (E.), 1970; Harrington (H.J.), 1962; Klammer (G.), 1964; Manassero (M.J.), Uriz (N.J.), Siccardi (A.), Rustán (J.J.), Cingolani (C.A.) y Gómez Peral (L.), 2014; Manceñido (M.) y Damborenea (S.), 1984; Müller (H.), 1965; Naipauer (M.), González (P.D.), Varela (R.), Sato (A.M.), Chemale (Jr.F.), Llambías (E.) y Greco (G.), 2014; Navarro (H.),

1962; Núñez (E.), Bachmann (E.W.), Ravazzoli (I.), Britos (A.), Franchini (M.), Lizuaín (A.), Sepúlveda (E.), 1975; Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Fanning (C.M.) y Márquez (M.), 2006; Proserpio (C.A.), 1978; Ramos (V.A.) y Cortés (J.M.), 1984; Rustán (J.J.), Cingolani (C.A.), Siccardi (A.) y Uriz (N.J.), 2013; Sepúlveda (E.), 1983; Spalletti (L.A.), 1993; Spalletti (L.A.), Cingolani (C.A.) y Varela (R.), 1991; Stipanovic (P.N.), Methol (E.J.), Rodrigo (F.), Baulies (O.L.) y Martínez (C.G.), 1968; Stipanovic (P.N.) y Methol (E.J.), 1980; Uriz (N.J.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.) y Armstrong (R.A.), 2008a; Uriz (N.J.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.) y Macambira (M.J.), 2008b; Uriz (N.J.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.), Macambira (M.B.) y Armstrong (R.) 2011; Valvano (J.A.), 1949; Varela (R.), Cingolani (C.A.), Sato (A.M.), Dalla Salda (L.), Brito Neves (B.B.), Basei (M.A.S.), Siga Jr. (O.) y Teixeira (W.), 1997; Varela (R.), Basei (M.A.S.), Sato (A.M.), Siga Jr. (O.), Cingolani (C.A.) y Sato (K.), 1998; Varela (R.), Sato (K.), González (P.), Sato (A.) y Basei (M.), 2007; Varela (R.), Basei (M.), González (P.), Sato (A.) y Sato (K.), 2008; Weber (E.I.), 1983; Zanettini (J.C.M.), 1981, 1999; Zanettini (J.C.M.), Rossi (E.E.) y Curcio (R.), 1979; Zöllner (W.), 1951.

SOUTH HARBOUR (... Member; Miembro...).....Silúrico? - Lochkoviano inf.

(Isla Gran Malvina, 52°00'21"–52°05'59" lat. S y 60°44'43"–62°59'03" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. *The Geology of the Falkland Islands*. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 20.

Localidad tipo: Una sección completa podría construirse a partir de observaciones sobre el lado norte de South Harbor Rincon y Cape Orford, junto con la costa entre Cape Orford y Carancho Bluff, en la isla Gran Malvina.

Descripción original: "The South Harbour Member is mostly composed of medium and coarse-grained subarkosic sandstones. Together with the Fish Creek Member, it has commonly been described as typical of the whole Port Stephens Formation ... The South Harbour Member is a newly recognised subdivision of the Port Stephens Formation. The eponymous inlet is largely enclosed by the type outcrop.....The South Harbour Member is typically composed of medium to very coarse subarkosic sandstones, although medium to coarse quartz arenites do occur. Some of the sandstones are slightly micaceous. They range from poorly to well sorted with subangular to rounded grains, and some include pebble lags or isolated quartz pebbles up to 15 millimetres diameter, or sporadic mudflake conglomerates and rare sandstone intraclasts. Individual mudstone intraclasts up to 13 centimetres long occur in a very coarse pebbly sandstone near South Harbour. M. Hunter (oral communication, 1998) reports a thick bed of gritty gravel on the north-east side of the entrance to Carew Harbour. No fossils have been found".

Descripción: Las descripciones petrográficas de las areniscas gruesas muestran granos de cuarzo monomineral pobremente seleccionado, soldados entre sí por un cemento de cuarzo. Los contornos de los granos raramente se pueden observar y se encuentran suturados. Hay presencia de fragmentos líticos, pero no se observa la participación de feldespato. A menudo los poros se encuentran parcialmente rellenados por arcilla (Lott, 1997). Las areniscas subarcósicas, de grano medio a muy grueso, se caracterizan por presentar cuarzo poli y monocristalino, feldespato potásico subredondeados, junto con biotitas alteradas, muscovitas, piritas y parches de matriz o cemento rico en arcilla. El cemento está mayormente compuesto por sobrecrecimiento de cuarzo. En general las areniscas son pobremente seleccionadas. En los niveles donde se presentan areniscas más finas, esta se encuentra bien seleccionada, con granos de cuarzo monocristalino subredondeados, feldespato potásico subordinado y muscovita. Las láminas de mica mayores se encuentran parcialmente alteradas. En forma esparcida se encuentran granos de cuarzo policristalino, así como cristales de circón y agregados de piritas. Hay una cementación dominante de illita (Lott, 1999).

Diamictitas (supuestamente tillitas), con contenidos menores de pelitas, han sido reportadas en la Formación PORT STEPHENS (véase), cerca de South Harbour (Baker, 1924; Marshall, 1994). Según Hyam *et al.* (1997), estos tipos de roca aparecen en diques sedimentarios.

Espesor: Cercano a los 600 metros en el sur de la Isla Gran Malvina.

Relaciones estratigráficas: El Miembro South Harbour se dispone en forma concordante con el infrayacente Miembro MOUNT ALICE (véase), aunque no ha sido identificado un límite mapeable entre ambas unidades. Estas dos unidades muestran un pasaje gradacional en la Isla Gran Malvina, no obstante, la ausencia de un límite identificable no invalida la designación o reconocimiento de las mismas, ya que ambos miembros representan facies sedimentarias contrastantes. Así, el Miembro Mount Alice está compuesto por areniscas granulométricas más gruesas y de naturaleza feldespática, las trazas fósiles están ausentes y está dominado por estratificación entrecruzada en artesa de gran escala. Asimismo, los análisis de las areniscas de ambas unidades muestran un contenido de minerales pesados que indican diferente procedencia. El Miembro Mount Alice es similar al Miembro ALBEMARLE (véase), mientras que la asociación de minerales pesados del Miembro South Harbour se asemeja a las unidades sucesivas (Knox y Aldiss, 1999). El pasaje al suprayacente Miembro FISH CREEK (véase) también es concordante, presentando una composición similar, pero con la participación de areniscas menos gruesas que las reconocidas para el Miembro South Harbour (Aldiss y Edwards, 1999).

Extensión geográfica: Se extiende desde Cape Orford en el oeste hasta Leicester Falls y Port Edgar en el este, en el sur de la Isla Gran Malvina. También aflora en la parte norte de New Island, en el área de Roy Cove, al igual que en la región de Hornby Mountains. Asimismo, se presenta en sectores no diferenciados de la Formación Port Stephens en el norte de Weddell Island, cerca de Main Point, sobre el sector oriental de Pebble Island y la adyacente parte de la Isla Gran Malvina, al norte y oeste de Douglas, este de Cape Bougainville, entre Foul Bay y Coutts Hill.

Paleontología y edad: Carece de contenido de microfósiles y trazas. Aldiss y Edwards (1999) por relación estratigráfica sugieren una probable edad silúrica. Esta interpretación es coincidente con la correlación realizada por Hunter y Lomas (2003) respecto a parte del equivalente Subgrupo Nardouw (Grupo Table Mountain, Supergrupo Cape, Sudáfrica).

Marshall (2016) identifica la presencia de un conjunto palinológico compuesto por esporas simples, con raros quitinozoos y acritarcos, que indican una edad lochkoviana temprana.

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Hunter (M. A.) y Lomas (S. A.), 2003; Hyam (D.M.), Marshall (J.E.A.) y Sanderson (D.J.), 1997; Knox (R.W.O.B.) y Aldiss (D.T.), 1999; Lott (G.K.), 1997, 1999; Marshall (J.E.A.), 1994, 2016.

SPIROGRAPTUS TURRICULATUS / STREPTOGRAPTUS CRISPUS (Zonas de ... / ...; ... / ... Zones)..... Telychiano inf. - sup.

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°-32° lat. S y 69° long. O*)

LENZ (A.), CUERDA (A.) y PERALTA (S.), 2003. Graptolites from the Upper Llandovery of the Talacasto area, Central Precordillera, San Juan, Argentina. *Journal of Paleontology*, v. 77 (6), p. 1198-1202.

Descripción: Sobre la base de la co-ocurrencia de las especies de graptolitos *Pseudoplegmato-graptus reticulatus* Bouček y Münch y *Metaclimacograptus* cf. *asejradi* Legrand, Lenz *et al.* (2003) sugieren la presencia de las zonas de *Sp. turriculatus* ó *Str. crispus* en el tercio inferior de la Formación LA CHILCA (véase).

Edad: Lenz *et al.* (2003) propusieron una edad telychiana inferior ó telychiana media para la parte baja del Miembro Salto Macho, de la Fm. LA CHILCA en el área de Talacasto.

(B. TORO)

Referencias: Lenz (A.), Cuerda (A.) y Peralta (S.), 2003.

STIMULOGAPTUS SEDGWICKII (Zona de ...;... Zone).....Aeroniano sup.

(Cordillera Oriental, Prov. Jujuy, aprox. 24°31' lat. S y 65°40' long. O)

TORO (B.A.), 1995. Primer hallazgo de graptolitos del Silurico (Llandoveryano) en la Cordillera Oriental, provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 32 (4), p. 375-384.

Descripción: Las especies de graptolitos *Paraclimacograptus innotatus* (Nicholson), *Clinoclimacograptus retroversus* Bulman y Rickards y *Stimulograptus sedgwickii* (Portlock) permiten sugerir la presencia de la Zona de *S. sedgwickii*, en la sección de Chamarra, borde occidental de la Cordillera Oriental.

Edad: Toro (1995) asignó una edad llandoveryana media a media alta a los niveles de la Formación LIPEÓN (véase), portadores de graptolitos. Posteriormente, Rubinstein y Toro (2003) la acotaron al Aeroniano superior.

Observaciones: La presencia de esta zona ha sido sugerida con posterioridad en la Precordillera Central de San Juan por Rubinstein y Brussa (1999, Text-fig. 4) y Albanesi et al. (2006), en las secciones del Cerro del Fuerte y del área de Talacasto.

(B. TORO)

Referencias: Albanesi (G.), Ortega (G.), Hünicken (M.A.), 2006; Rubinstein (C.V.) y Toro (B.A.), 2003; Rubinstein (C.V.) y Brussa (E.D.), 1999; Toro (B.A.), 1995.

I

TAMBOLAR (Formación...)Wenlockiano - Lochkoviano?

(Precordillera Central de San Juan, aprox. 31°14'–31°30' lat. S y 68°51'–69°13' long. O)

HEIM (A.), 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7(1), p. 16-18.

Localidad tipo: Portezuelo del Tambolar, en el km 74 de la ruta San Juan - Calingasta.

Descripción original: "1) 2-2,5 m estratos basales del tambolar: esquistos silíceos verdes y cuarcita con flint. En el camino se intercala un estrato de 10-20 cm blanco, tobífero en la parte basal: 2) 60 m esquistos arcillosos morados y verdes: 3) 13,5 m arenisca fina cuarcítica en bancos finos. Superficie neta, ondulosa y herrumbrosa: 4) 120 m esquistos arcillosos, predominantemente gris-verduscos, con bancos de 5-30 cm a distancias de 1-10 m de dolomita arenosa con superficie pardo anaranjada.....Pasaje de estos bancos a: 5) 20-30 m de esquistos arcillosos verde-morados con bancos silíceos caracterizados por sus rastros y tubos vermiformes: 6) 160 m de esquistos verduzcos y morados. Límite neto (pasaje sobre un metro?) a 7) Devónico"

Descripción: En base a las características litológicas, Baldis y Peralta (1999) dividen esta unidad en tres miembros: Miembro inferior, de 1,30 m de espesor, que incluye un conglomerado basal y bancos de fangolitas bioturbadas y fangolitas laminadas; Miembro de pelitas y areniscas verdes y moradas, que alcanza los 54,70 m de espesor y consiste en una sucesión predominantemente pelítica, con intercalaciones arenosas, algunas lenticulares con acumulaciones bioclásticas y Miembro arenoso superior, de 11 m de espesor. En la reseña de facies y asociaciones de facies que caracterizan al Silúrico de la Precordillera, Astini y Maretto (1996) tratan en conjunto a las formaciones LOS ESPEJOS (véase) y Tambolar.

Espesor: Máximo 162,50 m en La Deheza, disminuyendo de espesor hacia el oeste, registrándose 25 m en Pachaco (Astini y Maretto, 1996).

Relaciones estratigráficas: Yace en discordancia erosiva sobre las calizas eorodovícicas. El contacto superior con el Devónico está dado por una paraconcordancia y su carácter erosivo es evidente al estar truncado abruptamente el paquete arenoso cuspidal de la Formación Tambolar, que representa facies de cara de playa (Astini y Maretto, 1996).

Extensión geográfica: Área de Río San Juan. Hacia el este de la localidad tipo se reconoce en el área de Ullum y en las quebradas de los ríos Nacimiento, Sassito y Sasso. Hacia el oeste, Peralta y León (1993) registran un importante cambio litofacial, denominando a estos depósitos Facies Pachaco.

Paleontología y edad: Heim (1952) reconoce braquiópodos y corales en los esquistos arcillosos con dolomitas arenosas intercaladas (punto 4 de la descripción original). Benedetto *et al.* (1992) registran una fauna de braquiópodos con *Clarkeia antisiensis* y *Castellaroina fascifer* como especies más abundantes, indicando una edad Ludloviana-Pridoliana? para los niveles portadores. Benedetto y Franciosi (1998), en una contribución posterior, sugieren una edad no menor que wenlockiana tardía para la Formación Tambolar, en el área de Pachaco, por la fauna de braquiópodos de sus niveles superiores, mientras que los niveles del techo de esta unidad, en su sección tipo, los refieren al Ludloviano tardío - Pridoliano. Peralta *et al.* (1997) presentan una asociación de acritarcos del miembro inferior de la Formación Tambolar, a la que le asignan una edad llandoveryana tardía-wenlockiana temprana y a la que correlacionan con los acritarcos de la Formación LA CHILCA (véase). Sin embargo, los escasos taxones enumerados en ese trabajo también están presentes en la Formación Los Espejos. Por lo tanto, no es posible establecer hasta el momento, en base a su contenido palinológico, ninguna correlación entre las formaciones Tambolar y las formaciones LA CHILCA (véase) o LOS ESPEJOS (véase). Mestre (2009) reconoce los primeros conodontes de la Formación Tambolar (Facies Pachaco), en los paquetes arenosos de la parte alta de la sección en la Quebrada Horqueta. La asociación contiene *Zieglerodina?* cf. *zellmeri* Carls, Slavik y Valenzuela-Ríos, *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson y Mehl), *Wurmiella* cf. *excavata* (Branson y Mehl), *Delotaxis* cf. *elegans* (Walliser) y *Belodella* sp. La asociación y principalmente el registro de *Zieglerodina?* cf. *zellmeri*, le permite sugerir una edad pridoliana inferior para los niveles portadores. Salas *et al.* (2018) reinterpretan la fauna de conodontes y describen nuevos ostrácodos, asignándole a la parte superior de la Formación Tambolar una edad pridoliana tardía a posiblemente lochkoviana temprana, en la misma sección y niveles estudiados por Mestre (2009).

Observaciones: En el área de Pachaco, Peralta y León (1993) distinguen la Facies Pachaco, conformada por una sucesión predominantemente pelítica de 25 m de espesor, que dividen en un miembro inferior conglomerádico, en discordancia erosiva sobre la Formación San Juan y un miembro superior compuesto por fangolitas moradas, moteadas y con intensa bioturbación, con escasas y delgadas intercalaciones de areniscas con acumulaciones bioclásticas asociadas.

Una correlación norte-sur entre las formaciones Los Espejos y Tambolar fue propuesta por Benedetto *et al.* (1992) y Astini y Maretto (1996) en base a sus similitudes faunísticas y litofaciales. A partir del análisis de facies realizado por Astini y Maretto (1996) para las formaciones LOS ESPEJOS (véase) y Tambolar, a las que tratan en conjunto, observan que la asociación de facies heterolíticas (e) corona los ciclos estratocrecientes en el sector sur de la cuenca (e. g. Sassito, La Deheza), constituyendo la asociación de areniscas amalgamadas (f) el tope de esta unidad en la sección de Tambolar. Si bien Peralta (1990) ha interpretado facies más someras en la Formación Tambolar con respecto al Grupo Tucunuco, Astini y Maretto (1996) señalan lo contrario de acuerdo a sus mediciones de paleocorrientes. En coincidencia con lo observado por Peralta y Carter (1990), las paleocorrientes muestran dirección predominante hacia el sur, lo cual contradice la suposición de mayor proximidad hacia dicho sector.

(C.V. RUBINSTEIN y V.J. GARCÍA MURO)

Referencias: Astini (R.A) y Maretto (H.M), 1996; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Benedetto (J.L.) y Franciosi (M.), 1998; Benedetto (J.L.), Racheboeuf (P.R.), Herrera (Z.A.), Brussa (E.D.) y Toro (B.A.), 1992; Heim (A.), 1952; Mestre (A.), 2009; Peralta (S.H.) y Carter (C.H.), 1990; Peralta (S.H.) y León (L.I.), 1993; Peralta (S.H.), Pöthe de Baldis (E.D.) y Aceñolaza (G.F.), 1997; Salas (M.J.), Mestre (A.), Gómez (M.J.) y Garcias (Y.), 2018.

TRAPICHE (Grupo...).....**Darriwiliano - Llandoveriano inf.**

(*Precordillera Oriental de San Juan*, aprox. 31°07'–31°23' lat. S y 68°32' long. O)

PERALTA (S. H.), 1993. 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 (Mendoza), Actas 1, p. 128.

Localidad tipo: Río del Alto y su nacimiento Quebrada de Don Braulio, en la Sierra de Villicúm, San Juan (Peralta, 1993).

Descripción original: “Se introduce la denominación de Grupo Trapiche, para el conjunto integrado por las Formaciones La Cantera y Don Braulio, sobre la base de su correlación lito y biocronoestratigráfica con la unidad homónima, reconocida por Furque (1963) en el área de Guandacol donde incluye a las Formaciones Las Vacas (Llandeiliano), Las Plantas (Llandeiliano-Caradociano) y Trapiche (Caradociano-Ashgiliano)...”

Espesor: Aproximadamente 140 m en la localidad tipo (Peralta, 1993).

Relaciones estratigráficas: Según Peralta (1993) ambos contactos, inferior y superior, del Grupo Trapiche son discordancias erosivas con la infrayacente Formación Gualcamayo y con la suprayacente Formación RINCONADA (véase).

Extensión geográfica: Sierra de Villicúm, Precordillera Oriental de San Juan.

Paleontología y edad: La unidad inferior, Formación La Cantera, tiene una edad llandeiliana-caradociana y la superior, Formación DON BRAULIO (véase), ashgiliana tardía-llandoveriana temprana (Peralta, 1993).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Peralta (S.H.), 1993.

TROCADERO (Formación...; Grupo...).....**Silúrico**

(*Prov. Buenos Aires, Sierras Australes*, aprox. 37°40'–38°15' lat. S y 62°00' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 21. Buenos Aires.

HARRINGTON (H.J.), 1970. Las sierras australes de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 165.

Descripción original: Harrington (1947, p. 21) describió: “Este grupo es el más potente de la serie de Curamalal, alcanza a unos 700-800 metros de espesor y sigue directamente encima del de Mascota. Está formado por areniscas cuarcíticas de colores variados, generalmente de grano fino y más o menos esquistosas. Los colores predominantes son el gris violeta oscuro, lila, morado y rosado, pero se observan también tonalidades grises, rojizas y amarillentas claras.

En el conjunto se nota alternancia de bancos de areniscas cuarcíticas densas, macizas y compactas, de grano fino y brillo vítreo, con bancos de areniscas cuarcíticas esquistosas, con clivaje muy desarrollado, abundante sericita y lastre perláceo en los planos de esquistosidad debido a la formación de sustancias sericíticas...”

Descripción: Kilmurray (1975) señala que esta unidad está integrada por psamitas de coloración variada: gris, violácea, rosada y amarillenta con escasos lentes de material pelítico (esquistos sericíticos).

Espesor: Los afloramientos en los alrededores del Cerro Pan de Azúcar alcanzan los 700-800 metros de espesor.

Relaciones estratigráficas: Esta unidad sobreyace a la Formación MASCOTA (véase) y subyace concordantemente a la Formación HINOJO (véase).

Extensión geográfica: Si bien no se encuentra en la bibliografía puede considerarse que su extensión se corresponde a la del Grupo CURAMALAL (véase).

Paleontología y edad: Harrington (1947) describió un molde de espiriférido al este del Cerro Torquinst. Según su descripción la presencia de este tipo de espiriférido indica claramente que estas capas son posteriores al Cámbrico, dado que esta superfamilia Spiriferoidea es desconocida en estratos anteriores al Ordovícico.

Observaciones: Harrington le asignó a este grupo la categoría de formación, a la que denominó como Formación Trocadero en el año 1970.

(M.J. ARROUY y L.E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Harrington (H.J.), 1947, 1970; Kilmurray (J.O.), 1975.

TUCUNUCO (Grupo...).....**Hirnantiano - Lochkoviano**

(*Precordillera Central de San Juan, aprox. 30°12'–31°20' lat. S y 68°49' long. O*)

CUERDA (A), 1965. *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana* 4 (5), p. 173.

Localidad tipo: Pie occidental del Cerro La Chilca, San Juan (Cuerda, 1985).

Descripción original: “Sobrepuestos concordantemente a las lutitas con graptolitos, los depósitos silúricos asoman integrando una secuencia uniforme de 550 m de espesor cuya magnitud estratigráfica cabe en el orden de Grupo ...Bajo la denominación de Grupo Tucunuco se propone esta nota reunir las dos unidades formacionales reconocidas en la secuencia silúrica local [formaciones LA CHILCA y LOS ESPEJOS (véanse)] ...”.

Descripción: Astini y Maretto (1996) realizan una reseña de las facies y asociaciones de facies, para las formaciones LA CHILCA (véase) y LOS ESPEJOS (véase), reunidas en el Grupo TUCUNUCO, a partir de las contribuciones de Sánchez *et al.* (1991) y Astini y Piovano (1992).

Espesor: 550 m en la localidad tipo según descripción original (Cuerda, 1965). Espesor máximo, alrededor de 500 a 600 m en el área de Jáchal. Hacia el sur se adelgaza hasta alcanzar un espesor de 300 m en el área de Talacasto y 200 m en la sierra de La Deheza (Baldis y Peralta, 1999).

Relaciones estratigráficas: Según Cuerda (1965) la base de esta unidad se sobreimpone concordantemente a las lutitas caradocianas y el contacto superior está dado por una fractura regional. Posteriormente, Cuerda y Baldis (1971) y Peralta (1990) consideran que su límite

inferior está representado por una discontinuidad de carácter regional, mientras que el superior constituye una paraconcordancia que los separa del Grupo Gualilán (Devónico).

Extensión geográfica: Aflora en el centro-norte de San Juan, aproximadamente entre la sierra de La Deheza al sur y el Río Jáchal por el norte (Astini y Piovano, 1992; Baldis y Peralta, 1999)

Paleontología y edad: Véase formaciones LA CHILCA y LOS ESPEJOS.

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Astini (R.A) y Mareto (H.M), 1996; Astini (R.A) y Piovano (E.L), 1992; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Cuerda (A.J.), 1965, 1985; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Peralta (S.H) ,1990; Sánchez (T.M.), Waisfeld (B.G.) y Benedetto (J.L.), 1991.

U

UNCHIMÉ (Formación...).....**Silúrico - Devónico inf.**

(Sierras Subandinas, Prov. Salta, aprox. 24°44' lat. S y 64°50' long. O)

RUIZ HUIDOBRO (O.J.), 1955. Tectónica de la Hoja Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(1), p. 14-15.

Localidad tipo: Quebrada de Unchimé, Sierra del Gallo (Ruiz Huidobro, 1955).

Descripción original: "En la Quebrada de Unchimé intervienen en esta formación areniscas subesquistosas, micáceas, de colores gris, verdoso y amarillento, de grano mediano a fino y con estratificación regular: con intercalaciones de areniscas silíceas del mismo color y moradas, finamente estratificadas. En la base se observa un banco conglomerádico de unos 50 cm de espesor. Por debajo siguen areniscas blanquecinas más bien duras, con impregnaciones ferruginosas dadas por un banco hematítico de unos 60 cm de potencia, que pasa a una serie de areniscas subesquistosas de color amarillo-verdoso, friables (con disyunción del tipo esferoidal) con sus planos de estratificación con guías hematíticas de color negruzco, con reflejos acerados, que finalmente se concentran en un banco hematítico de unos 4-6 m de potencia....."

Espesor: Se estima una potencia máxima de 1500 m (Ruiz Huidobro, 1955).

Relaciones estratigráficas: La base esta unidad se desconoce y su techo está en contacto, en los afloramientos más orientales, con la Formación Pirgúa, del Cretácico (Ruiz Huidobro, 1955).

Extensión geográfica: Sierra del Gallo (Ruiz Huidobro, 1955).

Paleontología y edad: Fue asignada al Silúrico y Devónico temprano (Ruiz Huidobro, 1955).

Observaciones: De acuerdo a Antelo (1978), la denominada "Formación Unchimé" por Ruiz Huidobro (1955) corresponde a los afloramientos más australes de la Formación LIPEÓN (véase), en el complejo estructural de la sierra del Gallo. Asimismo, es un equivalente lateral de la Formación CACHIPUNCO (véase) que aflora en las sierras de Santa Bárbara, Cachipunco y Centinela (Antelo, 1978).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Antelo (B.), 1978; Ruiz Huidobro (O.J.), 1955.

UPPER OULODUS ELEGANS DETORTUS (...Zone).....Pridoliano sup.

(Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 31°-32° lat. S y 69° long. O)

MESTRE (A.), GÓMEZ (M.J.), GARCÍAS (Y.), CORRINI (C.) y HEREDIA (S.), 2017. Advances on Silurian-Devonian conodont biostratigraphy in the Central Precordillera, Argentina. En: Liao (J.-C.) y Valenzuela-Ríos (J. I.), Fourth International Conodont Symposium ICOS IV. Instituto Geológico y Minero de España. Cuadernos del Museo Geominero, 22: 105-108. Madrid.

Descripción: Mestre et al. (2017) reconocen *Pseudoonetodus beckmanni* (Bischoff y Sannemann), *Ps. bicornis contiguus* Corradini, *Oulodus* sp., *Ozarkodina* sp., *Wurmiella* sp. y *Zieglerodina* sp. en la asociación característica de esta unidad.

Edad: Esta zona se registra en los últimos metros de la Formación LOS ESPEJOS (véase), en la quebrada Ancha, a los que se les asigna una edad pridoliana tardía (Mestre et al., 2017: Fig.1).

Observaciones: La ausencia de *Oz. eosteinhornensis* s.s. y de *Dapsilodus obliquicostatus* en niveles de coquinas ubicados por encima del horizonte guía de la Zona inferior de *O. e. detortus*, permitieron a Mestre et al. (2017) reconocer la zona superior homónima (*sensu* Corradini y Corrigan 2102), correspondiente al Pridoliano superior.

(B. TORO)

Referencias: Corradini (C.) y Corrigan (M.G.), 2012; Mestre (A.), Gómez (M.J.), Garcías (Y.), Corradini (C.) y Heredia (S.), 2017.

V

VILLA CASANA (Granodiorita de...).....Ordovícico inf. - Silúrico?

Véase: CHEPES (Tonalita...; Granodiorita de ...; Formación ...)

(J.A. DAHLQUIST)

W

WEST FALKLAND (... Group) Silúrico? - Devónico inf.-medio - Carbonífero?

(Islas Malvinas, 50°57'12,70"-52°29'05,95" lat. S y 56°57'12,70"-62°10'16,63" long. O)

ALDISS D.T. y EDWARDS E.J., 1999. *The Geology of the Falkland Islands*. British Geological Survey Technical Report WC/99/10, p. 13.

Observaciones: Secuencias reconocidas originalmente como Devono-Carboníferous Series (Baker, 1924), y Devono-Carboníferous Group (Greenway, 1972).

Aldiss y Edwards (1999) proponen la denominación West Falkland Group para el Grupo GRAN MALVINA (véase) porque consideran inapropiada esta última denominación. Sin embargo, West Falkland Group es un nombre no válido de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía (1992) debido a que los topónimos de una unidad estratigráfica no deben alterarse traduciéndolos a otros idiomas (el componente geográfico del nombre debe estar de acuerdo con el uso reconocido en el país donde se encuentra la localidad tipo (Art. 19.4).

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Greenway (M.E.), 1972.

Z

ZAPLA (Formación...; Tilitas...; Horizonte Glacial de...).....Hirnantiano

(Sierra de Puesto Viejo, al SE de Jujuy, Sierra de Zapla, Sierra de Santa Bárbara, Sierra de Calilegua, Sierra de Santa Victoria y en la Sierra del Condado, en la frontera entre Bolivia y Argentina, aprox. 22°15'–24°29' lat. S y 64°50'–65°30' long. O)

SCHLAGINTWEIT (O), 1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y Bolivia. *Revista Minera, Sociedad Argentina de Mineralogía y Geología*, 13, p. 116.

Localidad Tipo: Sierra de Zapla.

Descripción original: Schlagintweit (1943, p. 116) dice “....En las zanjas de reconocimiento que allí habían sido excavadas, y en particular en un afloramiento excavado artificialmente en el Arroyo de Los Tomates, he visto aflorar los mismos depósitos glaciares, tilitas, que años atrás había hallado en el Arroyo Garrapatal, en el flanco oriental de la Sierra de Zapla...Las rocas esenciales y características de este antiguo horizonte glacial son areniscas arcillosas (“clay grit”) de una peculiar estructura. En una matriz de arcilla arenosa se encuentran, muy irregularmente distribuidos, granos finos y gruesos de arena. La consolidación es generalmente mala. Grandes partes no muestran estratificación ninguna, pero tienen muy a menudo disyunción esferoidal. El color es gris y gris verdoso. La tilita contiene cantos rodados de rocas duras, entre las cuales llama la atención un granito claro (escaso) y mucho cuarzo. Este último es el componente predominante. En la mayor parte los rodados están bien redondeados pero hay también angulosos.....No es visible de inmediato el contacto con los estratos subyacentes, pero cerca en el Este afloran en el arroyo areniscas cuarcíticas de tipo ordovícico, las que se hallan en situación correspondiente también en la falda del cerro.....Propongo llamar “Horizonte Glacial de Zapla” las tilitas descritas.....”.

Descripción: Esta formación, que inicia un ciclo, se compone de diamictitas asociadas a areniscas y lutitas grises y horizontes ferríferos, de color rojizo oscuro. Está constituida de manera predominante por diamictitas grises oscuras, friables, con estratificación débil o ausente, con clastos dispersos tamaño guija, de constitución variable y sin orientación definida; intercala cerca de la base un paquete de 5 metros de espesor de cuarcita gris blanquecina, en partes sabulítica a conglomerádica; en la porción superior de la unidad intercalan pelitas grises oscuras, en partes algo laminadas. En el subsuelo oriental las características son de ambiente reductor. Las zonas de aporte que generaron estas diamictitas se ubican principalmente desde zonas elevadas en el oeste y en el sur, ya que bloques de granitos presentes en la Cordillera Oriental se alojan en las diamictitas. Otros estudios consideran a esta formación como resultado de depósitos de debris-flows, depósitos deslizados y slumpizados en una plataforma marina. Se tienen evidencias de un origen glacial, por la presencia de extraclastos polimícticos pulidos y facetados, así como clastos de más de 2 m de diámetro de origen plutónico (Mingramm y Russo, 1972; Monaldi y Boso, 1987; Diaz Martinez, 1997).

Astini (2008) describe tres asociaciones de facies para esta unidad. La más característica es la asociación de diamictitas fangosas, que constituye un intervalo de gran continuidad lateral, sin desarrollo de estratificación interna y, con frecuencia, conteniendo clastos exóticos de granitos y metasedimentitas, facetados y estriados, además de abundantes clastos y bloques de sedimentitas del Grupo Santa Victoria (Ordovícico). Dentro de esta asociación se intercalan cuerpos arenosos medianos a gruesos, con gradación normal y marcas de flujo y carga en su base, que indican depósitos a partir de flujos gravitacionales. La

facies de diamictitas macizas matriz soportadas es la más representativa en el intervalo glaciogénico y dentro de ella pueden reconocerse sutiles cambios texturales. Otra asociación menos difundida está representada por variedades rítmicas donde intercalan diamictitas finamente estratificadas con pelitas y delgadas capas gradadas. Esta asociación contiene abundantes clastos caídos (que superan el espesor de las capas que los contienen) y en ella no se reconocieron evidencias de retrabajado de oleaje. La tercera asociación de facies es predominantemente arenosa y comprende areniscas blanco-amarillentas, medianas a gruesas, con geometría tabular y cuerpos conglomerádicos lenticulares de tonalidades rosadas. Esta asociación está mejor estratificada y es más competente que las anteriores, formando crestos distintivos en el paisaje. El conjunto de estructuras y texturas permite interpretar un origen combinado, eólico fluvial, posiblemente asociado con procesos propios de planicies proglaciales. Desde un punto de vista evolutivo, si bien las asociaciones de diamictitas fangosas y finamente estratificadas representarían depósitos glaciogénicos posiblemente asociadas al episodio recesivo de la glaciación hirnantiana, la asociación fluvial parece constituir un depósito proglacial póstumo, que retrabajó el horizonte glacial y muestra evidencias de exposición subaérea.

Espesor: Su espesor es muy variable. Va desde unos 20 hasta un espesor máximo de 58 m en el área tipo (Astini, 2003), alcanzando aproximadamente 800 m en el Cerro Labrado según Antelo (1978).

Relaciones estratigráficas: En la Sierra de Zapla, en el Arroyo Pedregoso, limita en base y techo y en forma aparentemente concordante con las Formaciones Centinela y LIPEÓN (véase) respectivamente (Monaldi y Boso, 1987).

Según estos últimos autores, se apoya siempre sobre el Ordovícico, del cual está separada por un hiato que abarca aproximadamente el Llandoveryano, sin presentar una relación de angularidad manifiesta en el noroeste argentino. Hacia arriba pasa por rápida transición a la Formación LIPEÓN (véase) o la Formación COPO (véase), ambas colaterales y lutíticas. Para otros autores (Díaz-Martínez, 1997) el contacto de la base es una discordancia regional de bajo ángulo que se apoya sobre sedimentos desde tremadocianos a ashgillianos (Suárez Soruco, 1995) lo cual se evidencia en un análisis entre Zapla y Cochabamba, en Bolivia.

Para Grahn y Gutierrez (2001), su base es discontinua sobre el Ordovícico, pero el techo es transicional hacia la Formación LIPEÓN en la Sierra de Zapla y la Formación CACHIPUNCO (véase) en la Sierra de Santa Bárbara.

Según Astini (2008) la Formación Zapla se apoya en discordancia sobre diversos sustratos del Ordovícico Inferior y Medio. La suprayacente Formación LIPEÓN registra la inundación relacionada a la transgresión posglacial, a partir del Silúrico, iniciando la Supersecuencia CINCO PICACHOS (véase) (Astini y Marengo, 2006).

Extensión geográfica: La Formación Zapla y la Formación Cancañiri (equivalentes, ver Observaciones) afloran desde el Río Inambari en el sureste de Perú hasta la Sierra de Puesto Viejo en Jujuy, Argentina. En Argentina aparece aflorando en el ámbito de la Cordillera y de las primeras estribaciones del subandino: Sierra de Puesto Viejo, al SE de Jujuy, Sierra de Zapla, Sierra de Santa Bárbara, Sierra de Calilegua, Sierra de Santa Victoria y en la Sierra del Condado, en la frontera entre Bolivia y Argentina.

Se extiende desde el frente de la Cordillera Oriental en el noroeste argentino por Bolivia, hasta probablemente el oriente boliviano (Ahfeld y Branisa, 1960) y en la Argentina existe en el ámbito de la llanura salteña y la parte norte de Santiago del Estero.

Actualmente se considera a la Formación MECOYITA (véase) como el equivalente septentrional de la Formación Zapla.

Paleontología y edad: La edad de la unidad ha sido objeto de controversia por la escasez de fósiles diagnósticos y la consecuente interpretación a partir de sus relaciones estratigráficas. Nieniewski y Wleklinski, en 1950, establecieron una probable edad wenlockiana para esta formación. En base a estudios hechos en los bancos superiores del arroyo Pedregoso (Jujuy, Sierra de Zapla), Monaldi y Boso (1987) reconocieron la presencia de braquiópodos, moluscos y trilobites (*Dalmanitina subandina*) que permiten asignar una edad ashgilliana (hirnantiana). En el Río Capillas, Sierras Subandinas, la Formación Zapla contiene palinomorfos marinos (acritarcos y quitinozoos) y continentales (criptoesporas) que sugieren una edad ordovícica

tardía, probablemente hirnantiana, por la presencia de *Spinachitina* cf. *oulebsiri* Paris *et al.*, *Fungochitina fungiformis* Eisenack; *Angochitina communis* Jenkins y *Desmochitina* sp. grupo *minor* Eisenack (Rubinstein *et al.*, 2007; de la Puente y Rubinstein, 2007; Rubinstein y de la Puente, 2008). En este mismo perfil, Grahn y Gutierrez (2001) registraron quitinozoos que asignan al Llandoveriano medio y tardío (Aeroniano a Telychiano temprano), como son *Cyathochitina* sp. cf. *C. campanulaeformis* (Eisenack) y *Angochitina* sp. 1.

Si bien en Bolivia este intervalo ha sido interpretado reiteradas veces como perteneciente al Silúrico basal, considerando la edad de las facies transgresivas (Díaz-Martínez y Grahn, 2007), en Argentina la transgresión posglacial contiene faunas del Ordovícico tardío y asociaciones de quitinozoos que, en el Río Capillas, corroboran que toda la unidad se encuentra restringida al Hirnantiano (de la Puente *et al.*, 2012).

Benedetto *et al.* (2015) registraron, en el tope de la Formación Zapla en las Sierras Subandinas, braquiópodos, bivalvos y trilobites sin evidencias tafónomicas ni paleoecológicas de transporte, comparables con la fauna *Hirnantia-Dalmanitina* del Ordovícico tardío, confirmando así la edad hirnantiana para esta unidad. Según estos autores, las diamictitas expuestas en Bolivia y Perú, asignadas al Silúrico temprano en base a palinomorfos, no corresponden a depósitos autóctonos, sino son producto de resedimentación y retrabajo durante la transgresión posglacial.

Observaciones: Esta unidad fue reconocida con el nombre de “Horizonte Glacial Zapla” (Schlagintweit, 1943). La Formación Cancañiri de Bolivia se encuentra en toda la Cordillera Oriental y es considerada como equivalente a la Formación Zapla, variando desde unos pocos metros hasta 1500 m de espesor, aunque puede no estar preservada en algunos puntos (Díaz Martínez, 1997). La variación del espesor es muy importante.

La Formación Zapla fue incluida por Astini (2003) dentro de la Supersecuencia Ocloya debido a que trunca diversas unidades ordovícicas en diferentes regiones del noroeste argentino. Este límite de secuencia puede reconocerse a lo largo de toda la Cuenca Andina Central, no sólo en el sector argentino sino también en el boliviano. La supresión estratigráfica indica que existió un relieve que fue parcialmente nivelado por el episodio glacial del finisilúrico que le dio origen. Si bien en muchas regiones coincide con la discordancia oclóyica, ésta constituye un episodio orogénico, claramente diferente de la abrupta caída del nivel del mar que fue responsable de exponer regionalmente al sustrato preglacial. La asociación de facies de plataforma con dominio de procesos glaciocármicos que caracterizan a la Formación Zapla en la sierra homónima se relaciona con un cortejo de nivel de mar bajo (Astini y Marengo, 2006).

Véase: MECOYITA (Formación...)

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Ahlfeld (F.) y Branisa (L.), 1960; Astini (R.A.), 2003, 2008; Astini (R.A.) y Marengo (L.), 2006; Benedetto (J.L.), Halpern (K.), De La Puente (G.S.) y Monaldi (C.R.), 2015; de la Puente (G.S.) y Rubinstein (C.V.), 2007; Díaz-Martínez (E.), 1997; Díaz-Martínez (E.) y Grahn (Y.), 2007; Grahn (Y.) y Gutierrez (P.R.), 2001; Mingramm (A.) y Russo (A.), 1972; Monaldi (C.R.) y Boso (M.A.), 1987; Nieniewski (A.) y Wleklinski (E.), 1950; Rubinstein (C.V.) y de la Puente (G.S.), 2008; Rubinstein (C.V.), de la Puente (G.S.), Servais (T.), Vecoli (M.) y Astini (R.A.), 2007; Schlagintweit (O.), 1943; Suárez Soruco (R.), 1995, 2000.

REFERENCIAS

- ABRE (P.), CINGOLANI (C.A.), CHEMALE (F.jr.) y URIZ (N.J.), 2017. La Horqueta Formation: Geochemistry, Isotopic Data, and Provenance Analysis. En: CINGOLANI (C.) (ed.), Pre-Carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina. Implications in the SW Gondwana Margin. Springer Earth System Sciences: 161-182. Berlin.
- ACEÑOLAZA (F.G.), MILLER (H.) y TOSELLI (A.J.), 1996. Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, Reihe A, 19(6), 412 pp. Munich.
- ACEÑOLAZA (F.G.), ACEÑOLAZA (G.) y GARCÍA (G.) 1999. El Silúrico-Devónico del Noroeste Argentino. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales, 29(9): 205-214. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA (F.G.), BENEDETTO (J.L.) y SALFITY (J.A.), 1972a. El Neopaleozoico de la Puna argentina: su fauna y relación con áreas vecinas. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 44 (Suplemento): 5-20. Rio de Janeiro.
- ACEÑOLAZA (F.G.), BENEDETTO (J.L.) KOUKHARSKY (M.), SALFITY (J.A.) y VIERA (O.) 1972b. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, provincia de Salta, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27(3): 345-346, Buenos Aires.
- ACEVEDO (O.M.), 1986. El precarbónico en la Provincia de Salta. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Serie, 6: 65-72. Buenos Aires.
- AGUIRRE (L.) y LEVI (B.), 1964. Geología de la Cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín 17: 5-37. Santiago.
- AHLFELD (F.) y BRANISA (L.), 1960. Geología de Bolivia. Editorial Don Bosco, 245 pp. La Paz.
- ALBANESI (G.L.), ORTEGA (G.) y HÜNICKEN (M.A.), 2006. Bioestratigrafía de conodontes y graptolitos silúricos en la sierra de Talacasto, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 43(1): 93-112. Buenos Aires.
- ALBARIÑO (L.A.), DALENZ FARJAT (A.), ALVAREZ (L.), HERNÁNDEZ (R.), PEREZ LEYTON (M.), 2002: Las Secuencias Sedimentarias del Devónico en el Subandino Sur y el Chaco. Bolivia y Argentina. Quinto Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. CD Trabajos Técnicos. Mar del Plata.
- ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10. 135 pp. Keyworth.
- ALVAREZ (L.A.), DALENZ FARJAT (A.), HERNÁNDEZ (R.M.) y ALBARIÑO (L.M.), 2003. Integración de facies y biofacies en un análisis secuencial en plataformas clásticas devónicas del sur de Bolivia y noroeste Argentino. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 10(2): 103-121. Buenos Aires.
- AMOS (A.J.), 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9(1): 5-38. Buenos Aires,
- AMOS (A.J.), 1971. Silurian of Argentina. En: BERRY (W.B.N.) y BOUCOT (A.J.) (eds.), Correlation of South American Silurian Rocks. Geological Society of America, Special Paper 133: 5-19. Boulder.
- AMOS (A.J.) y FERNÁNDEZ (J.), 1977. Estructura del cerro Bola al Noroeste de la Quebrada de La Flecha, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32(4): 241-247. Buenos Aires.
- ANDERSSON (J.G.), 1907. Contributions to the geology of the Falkland Islands. En: NORDENSKJÖLD (O.) (ed.), Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Sudpolar-Expedition 1901-1903, 3(2), 38 pp. Estocolmo.
- ANDREIS (R.), 1965. Petrografía de las sedimentitas psefíticas paleozoicas de las sierras Australes bonaerenses. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires., 6: 9-63. La Plata.
- ANDREIS (R.) y LÓPEZ GAMUNDI (O.), 1985 Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes, Prov. de Buenos Aires. 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil). Actas: 953-966. La Plata.
- ANDREIS (R.), BÖTTCHER (G.), FRIGERIO (M.), HINTERWIMMER (G.) y SAMOSIUK (N.), 1982. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica aflorante en el Río

Grande, Sierra de Zapla, Jujuy, Argentina y consideraciones sobre su edad. 5° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 2: 457-479. Buenos Aires.

ANDREIS (R.R.), AMOS (A.J.), ARCHANGELSKY (S.) y GONZÁLEZ (C.G.), 1987. Cuencas Sauce Grande (Sierras Australes) - Colorado. En: ARCHANGELSKY (S.) (ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 213-223. Córdoba.

ANDREIS (R.R.), IÑIGUEZ RODRIGUEZ (A.M.), LLUCH (J.J.) y RODRIGUEZ (S.), 1989. Cuenca paleozoica de Ventania. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: CHEBLI (G.) y SPALLETTI (L.) (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica (Universidad Nacional de Tucumán), 6: 265-298. San Miguel de Tucumán.

ANGELELLI (V.), 1946. La geología y génesis del yacimiento ferrífero de Zapla «Mina 9 de Octubre» (Departamento de la Capital Provincia de Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1(2):117-256. Buenos Aires.

ANTELO (B.), 1978. Formaciones de edad silúrica en el noroeste argentino (Provincias de Jujuy y Salta). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33: 1-16. Buenos Aires.

ANTONELLI (J.) y OTTONE (E.G.), 2006. Palinología de coronas del Devónico y Carbonífero Superior del Pozo YPF:SE:EC:x-1, El Caburé, provincia de Santiago del Estero, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", 8(2): 111-117. Buenos Aires.

ARIAS (J.A.), CHABALE (E.), MORENO ESPELETA (C.) y CHAVEZ (A.), 1980. Geología del área termal de Cachipunco, departamento Santa Bárbara, provincia de Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(4): 557-569. Buenos Aires.

ASTINI (R.A.), 1991. Sedimentología de la Formación Talacasto: Plataforma fangosa del Devónico precordillerano, Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46: 277-294. Buenos Aires.

ASTINI (R.A.), 1992. Descripción y génesis de los bancos de oolitas ferruginosas en la base del Silúrico de la Precordillera Argentina. Estudios Geológicos, 48 (5-6): 297-303. Madrid.

ASTINI (R.A.), 2003. The Ordovician Proto-Andean basins. En: BENEDETTO (J.L.) (ed.), Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, pp. 1-74. Córdoba.

ASTINI (R.A.), 2008. Sedimentación, facies, discordancias y evolución paleoambiental durante el Cambro-Ordovícico. En: COIRA (B.) y ZAPPETTINI (E.O.) (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy, Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy): 50-73.

ASTINI (R.A.) y 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: 247-276. Santiago.

ASTINI (R.A.) y MARETTO (H.M.), 1996. Análisis estratigráfico del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan y consideraciones sobre la evolución de la cuenca. Actas 13° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), 1: 351-368. Buenos Aires.

ASTINI (R.A.) y PIOVANO (E.L.), 1992. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47: 99-110. Buenos Aires.

ASTINI (R.A.), WAISFELD (B.G.), TORO (B.A.) y BENEDETTO (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: 243-260. Buenos Aires.

ASTINI (R.A.), DÁVILA (F.M.), LÓPEZ GAMUNDÍ (O.), GÓMEZ (F.), COLLO (G.), EZPELETA (M.), MARTINA (F.) y ORTIZ (A.), 2005. Cuencas de la región precordillerana. En: CHEBLI (G.), CORTIÑAS (J.), SPALLETTI (L.), LEGARRETA (L.) y VALLEJO (E.), eds., Frontera Exploratoria de la Argentina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Ampliando las Fronteras: 115-141. Buenos Aires.

AVILA (J.C.), 1978. Secuencia de deformación en el Yacimiento Sur de Sierra Grande, Río Negro. Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina, Suplemento de Acta Geológica Lilloana, p. 14. San Miguel de Tucumán.

AVILA (J.C.), 1980. Estructura geológica del Yacimiento Sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro. Acta Geológica Lilloana, 15(2): 85-102. San Miguel de Tucumán.

AVILA (J.C.), 1982. Problemas geológicos estructurales en la explotación minera de Sierra Grande, provincia de Río Negro. Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, 5: 141-169. Jujuy.

- BAKER (H.A.), 1922. Geological Investigations in the Falkland Islands. Proceedings of the Geological Society, 1093: 12-15. Londres.
- BAKER (H.A.), 1924. Final Report on Geological Investigations in the Falkland Islands, 1920-1922. Government Printer. 38 pp., map, cross-section and 18 figures. Stanley.
- BALDIS (B.A.), 1975. El Devónico inferior de la Precordillera Central. Parte I: Estratigrafía. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30(1): 53-84. Buenos Aires.
- BALDIS (B.A.) y BLASCO (G.), 1975. Primeros trilobites Ashgillianos del Ordovícico Sudamericano. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Tucumán), Actas 1: 33-48. San Miguel de Tucumán.
- BALDIS (B.A.) y LONGOBUCO (M.), 1977. Un trilobite del Devónico Inferior de la Puna. Ameghiniana, 14: 170-174. Buenos Aires.
- BALDIS (B.A.) y PERALTA (S.H.), 1999. Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(10): 215-238. Buenos Aires.
- BALDIS (B.A.), LEVY, (R.) y NULLO (F.), 1973. Acerca de una fauna marina devónica de la Puna salteña. 5° Congreso Geológico Argentino (Villa Carlos Paz), Actas 3: 413-421.
- BALDIS (B.A.), BENEDETTO (J.L.), BLASCO (G.) y MARTEL (M.), 1976. Trilobites siluro-devónicos de la Sierra de Zapla (Noroeste de Argentina). Ameghiniana, 13(3-4): 185-225. Buenos Aires.
- BALDIS (B.A.J.), BERESI (M.S.), BORDONARO (O.) y VACA (A.), 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 4: 399-445. Buenos Aires.
- BANCHIG (A.L.) y BORDONARO (O.L.), 1994. Reinterpretación de la Formación Los Sombreros: secuencia olistostrómica de talud. Precordillera argentina. 5° Reunión Argentina de Sedimentología (Tucumán), Actas 2: 283-288. San Miguel de Tucumán.
- BARREDO (S.P.), 2004. Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- BENEDETTO (J.L.), 1986. The first typical Hirnantia Fauna from South America (San Juan Province, Argentine Precordillera). En: RACHEBOEUF (P.R.) y EMIG (D.) (eds.), Les Brachiopodes fossiles et actuels. Biostratigraphie du Paleozoïque, 4: 439-477. Brest.
- BENEDETTO (J.L.), 1991. Braquiópodos Silúricos de la Formación Lipeón, Flanco Occidental de la Sierra de Zapla, Provincia de Jujuy. Ameghiniana, 28(1-2): 111-125. Buenos Aires.
- BENEDETTO (J.L.), 1995. Braquiópodos del Silúrico temprano (Llandoveryano) Malvinocáfrico, Formación La Chilca, Precordillera Argentina. Geobios, 28: 425-457. Lyon.
- BENEDETTO (J.L.) y FRANCIOSI (M.), 1998. Braquiópodos silúricos de las formaciones Tambolar y Rinconada en la Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 35(2): 115-132. Buenos Aires.
- BENEDETTO (J.L.) y SÁNCHEZ (T.M.), 1990. Fauna y edad del estratotipo de la Formación Salar del Rincón (Eopaleozoico, Puna Argentina). Ameghiniana, 27: 317-326. Buenos Aires.
- BENEDETTO (J.L.) y TORO (B.A.), 1996. Hallazgo de braquiópodos del Ordovícico Tardío y Silúrico en la Cordillera Oriental de Jujuy, Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Ameghiniana, 33: 228.
- BENEDETTO (J.L.), RACHEBOEUF (P.R.), HERRERA (Z.A.), BRUSSA (E.D.) y TORO (B.A.), 1992. Brachiopodes et biostratigraphie de la Formation de Los Espejos, Siluro-Dévonien de la Précordillère (NW Argentine). Geobios, 25: 599-637. Lyon.
- BENEDETTO (J.L.), HALPERN (K.), DE LA PUENTE (G.S.) y 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. Columbia.
- BERGSTRÖM (S.M.) y BERGSTRÖM (J.), 1996. The Ordovician-Silurian boundary successions in Östergötland and Västergötland, S Sweden. Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar, 118: 25-42. Estocolmo.
- BONARELLI (G.), 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (Provincias de Salta y Jujuy). Anales, Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Geología, 15(1): 1-96. Buenos Aires.

- BORRELLO (A.V.), 1963. Sobre la geología de las Islas Malvinas. Ministerio de Educación y Justicia, Dirección General de Cultura. 70 pp. Buenos Aires.
- BORRELLO (A.V.), 1965. Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 6: 65-93. La Plata.
- BORRELLO (A.V.), 1967. Estado actual del conocimiento del Flysch en la Argentina. Revista del Museo de La Plata, 6, Geología, 44: 125-153. La Plata.
- BORRELLO (A.V.), 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 1-188, Buenos Aires.
- BORRELLO (A.V.), 1972. Islas Malvinas. En: LEANZA (A.F.) (ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 755-770. Córdoba.
- BOSO (M.A.) y MONALDI (C.R.), 2008. Cuencas Silúrico-Devónicas y los depósitos ferríferos asociados en la Provincia de Jujuy. En: COIRA (B.) y ZAPPETTINI (E.O.) (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy. Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy): 155-165. San Salvador de Jujuy.
- BOSO (M.A.), MONALDI (C.R.) y SALFITY (J.A.), 1983. Silúrico y Devónico del noroeste argentino: investigaciones en desarrollo. Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 9: 137-142. La Paz.
- BRADSHAW (M.A.), 1981. Paleoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (lower Beacon Supergroup), Antarctica. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 24: 615-652. Wellington.
- BRAITSCH (O.), 1965. Das Paläozoikum von Sierra Grande (Prov. Rio Negro, Argentinien) und die altkaledonische Faltung im östlichen Andenvorland. Geologische Rundschau, 54 (2): 698-714. Leipzig.
- BROQUET (C.A.M.), 1992. The sedimentary record of the Cape Supergroup: a review. En: DE WIT (M.J.) y RANSOME (I.G.D.) (eds.), Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. A A Balkema, pp. 159-183. Rotterdam.
- BRUSSA (E. D.), 1987. Estratigrafía y paleontología de la secuencia neo-ordovícica-silúrica del cerro del Fuerte, Precordillera de San Juan. Universidad Nacional de Córdoba, Trabajo Final de Grado, 76 pp. (Inédito).
- BUGGISCH (W.), 1987. Stratigraphic and very low-grade metamorphism of the Sierras Australes of the Buenos Province (Argentina) and implication in Gondwana correlation. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1 : 819-837. Stuttgart.
- BULTYNCK (P.) y MARTIN (F.), 1982. Conodontes et acritarches de l'Ordovicien Inférieur et acritarches du Silurien inférieur de la partie septentrionale de la Cordillère Argentine. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 53 (4): 1-21. Bruselas.
- BUSQUETS (P.), COLOMBO (F.), HEREDIA (N.), SOLÉ DE PORTA (N.), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (L.R.) y ÁLVAREZ MARRÓN (J.), 2005. Age and tectonostratigraphic significance of the Upper Carboniferous series in the basement of the Andean Frontal Cordillera: geodynamic implications. Tectonophysics, 399: 181-194. Amsterdam.
- BUSQUETS (P.), LIMARINO (C.O.), CARDÓ (R.), MÉNDEZ-BEDIA (I.), GALLASTEGUI (G.), COLOMBO (F.), HEREDIA (N.) y CÉSARI (S.N.). 2013. El neopaleozoico de la Sierra de Castaño (Cordillera Frontal andina, San Juan, Argentina): Reconstrucción tectónica y paleoambiental. Andean Geology 40(1): 172-195. Santiago.
- BUSTEOS (A.), GIACOSA (R.), LEMA (H.) y ZUBIA (M.), 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. Boletín SEGEMAR, 241: 1-75. Buenos Aires.
- BUSTOS (U.), 1996. Modelo sedimentario alternativo para el Devónico de la Precordillera central sanjuanina: Formación Punta Negra. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 3: 17-30. Buenos Aires.
- CABEZA QUIROGA (J. R.), 1942. Estudios geológicos en la Sierra de Villicúm (Prov. de San Juan). Tesis Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata. (Inédito).
- CAMINOS (R.), 1972. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: LEANZA (A.F.) (ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 41-79. Córdoba
- CAMINOS (R.), 1979. Cordillera Frontal. En: TURNER (J.C.M.) (ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 397-453. Córdoba
- CARVALHO (M. da G.P.) 2006. Devonian trilobites from the Falkland Islands. Palaeontology, 49: 21-34. Londres.

CÉSARI (S.N.) y GUTIÉRREZ (P.), 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology* 24: 113-146. Tulsa.

CHEBLI (G.A.), MOZETIC (M.E.), ROSELLO (E.A.) y BUHLER (M.), 1999. Cuenca Sedimentaria de la Llanura Chacopampeana. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales, 29(20): 627-644. Buenos Aires.

CINGOLANI (C.) y VARELA (R.), 1973. Exámen geocronológico por el método rubidio-estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. 5° Congreso Geológico Argentino (Villa Carlos Paz), Actas 1: 349-369. Buenos Aires.

CINGOLANI (C.A.) y VARELA (R.), 1976. Investigaciones, geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector do Cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas: 457-473.

CINGOLANI (C.A.), TICKYJ (H.) y CHEMALE (F. Jr.), 2008. Procedencia sedimentaria de la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, Mendoza (Argentina): Primeras edades U-Pb en circones detríticos. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy). Abstracts in DVD, 2pp. San Salvador de Jujuy.

CINGOLANI (C.A.), ZANETTINI (J.C.M.) y LEANZA (H.A.), 2011. Basamento ígneo y metamórfico. En; LEANZA (H.A.), ARREGUI (C.), CARBONE (O.), DANIELI (J.C.) y VALDES (J.M), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, 4: 37-47.

CINGOLANI (C.A.), MANASSERO (M.), BASEI (M.) y URIZ (N.), 2013. Provenance of the Villavicencio Formation (Lower Devonian) in the southern sector of the Precordillera, Mendoza, Argentina: new sedimentary and geochronological data. 1° Congreso de Minería y Geología del Cono Sur, Actas 1: 191-196. Universidad de la República, Montevideo

CINGOLANI (C.A.), MANASSERO (M.J.), URIZ (N.J.) y BASEI (M.A.S.), 2014. Provenance insights of the Silurian–Devonian Río Seco de los Castaños Unit, San Rafael Block, Mendoza: U–Pb zircón ages. 19° Congreso Geológico Argentino (Córdoba). CD Room.

CINGOLANI (C.A.), URIZ (N.J.), ABRE (P.), MANASSERO (M.J.) y BASEI (M.A.S.), 2017. Silurian-Devonian Land–Sea Interaction within the San Rafael Block, Argentina: Provenance of the Río Seco de los Castaños Formation. En: CINGOLANI (C.), ed., *Pre-Carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina. Implications in the SW Gondwana Margin*. Springer Earth System Sciences: 183-208. Berlin.

CLARKE (J.M.), 1913. Fosseis Devonianos do Parana. *Monografias do Servico Geologico e Mineralogico do Brasil*, 1, 353 pp. Rio de Janeiro.

COCKS (L.R.M.), 1996. Brachiopods from the Fox Bay Formation, Falkland Islands. Natural History Museum. Unpublished report for Falkland Islands Government, 2 pp. Inédito.

COCKS (L.R.M.), ADRAIN (J.E) y MORRIS (N.J.), 1998. Invertebrate fossils from the Fox Bay Formation, Falkland Islands. Natural History Museum, Unpublished report for Falkland Islands Government, 5 pp. (Inédito).

COMITÉ ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 20: 1-64. Buenos Aires.

COOPER (M.R.) 1982. A revision of the Devonian (Emsian-Eifelian) Trilobita from the Bokkeveld Group of South Africa. *Annals of the South African Museum*, 89(1): 1-174. Ciudad del Cabo.

CORRADINI (C.) y SERPAGLI (E.), 1998. A Silurian conodont biozonation from the late Llandovery to end Pridoli in Sardinia (Italy). *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, 37: 255-273. Modena.

CORRADINI (C.) y CORRIGA (M.G.), 2012. A Pridoli-Lochkovian conodont zonation in Sardinia and the Carnic Alps: implications for a global zonation scheme. *Bulletin of Geosciences* 87: 635-650. Praga.

CORRADINI (C.), CORRIGA (M.G.), MÄNNIK (P.) y SCHÖNLAUB (H.P.), 2015. Revised conodont stratigraphy of the Cellon section (Silurian, Carnic Alps). *Lethaia*, 48(1): 56-71. Nueva Jersey.

CORTÉS (J.M.), CAMINOS (R.) y LEANZA (H.A.), 1984. La cobertura sedimentaria eopaleozoica. En: RAMOS (V.) (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche): 65-84. Buenos Aires.

CRAMER (F.H.) y CRAMER (M.D), 1972. Exclusive occurrence of chitinozoans and miospores in a shale of Devonian age from the Malvinas Islands. *Ameghiniana*, 9(3): 220-222. Buenos Aires.

CRAMER (B.D.), BRETT (C.E.), MELCHIN (M.J.), MAENNIK (P.), KLEFFNER (M.A.), MCLAUGHLIN (P.I.), LOYDELL (D.K.), MUNNECKE (A.), JEPPSSON (L.), CORRADINI (C.), BRUNTON (F.R.) Y SALTZMAN (M.R.), 2011. Revised correlation of Silurian Provincial Series of North America with global and regional chronostratigraphic units and $\delta^{13}\text{C}$ carb chemostratigraphy. *Lethaia*, 44(2), 185-202. Nueva Jersey.

CUERDA (A. J), 1965. *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana*, 4(5): 171-178. Buenos Aires.

CUERDA (A. J), 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 6: 223-235. Buenos Aires.

CUERDA (A.J), 1981. Los graptolitos del Silúrico inferior de la Formación Rinconada, Precordillera de San Juan, Argentina. *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): 233-241. Buenos Aires.

CUERDA (A.J.) y BALDIS (B.A.), 1971. Silúrico-Devónico de la Argentina. *Ameghiniana*, 8(2): 128-164. Buenos Aires.

CUERDA (A.J.) y CINGOLANI (C.A.), 1998. El Ordovícico del Cerro Bola (Sierra Pintada de San Rafael), Provincia de Mendoza: sus faunas graptolíticas. *Ameghiniana* 35(4): 427-448. Buenos Aires.

CUERDA (A.), CINGOLANI (C.A.) y VARELA (R.), 1983. Las graptofaunas de la Formación Los Sombreros, Ordovícico inferior, de la vertiente oriental de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 20: 239-260. Buenos Aires.

CUERDA (A. J.), RICKARDS (R.) y 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. Londres.

DAHLQUIST (J.A.), RAPELA (C.W.), BALDO (E.), 2005a. Petrogenesis of cordierite-bearing S-type granitoids in Sierra de Chepes, Famatinian orogen, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 231-251. Columbia.

DAHLQUIST (J.A.), RAPELA (C.W.), PANKHURST (R.J.), BALDO (E.), SAAVEDRA (J.), ALASINO (P.H.), 2005b. Los granitoides de la Sierra de Chepes y su comparación con granitoides paleozoicos de las Sierras Pampeanas: implicancias para el orógeno famatiniano. En: DAHLQUIST (J.A.), BALDO (E.G.) y ALASINO (P.H.) (eds.), *Geología de la Provincia de La Rioja. Precámbrico-Paleozoico Inferior*. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial, 8: 87-108. Buenos Aires.

DAHLQUIST (J.A.), PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.), GALINDO (C.), ALASINO (P.), FANNING (C.M.), SAAVEDRA (J.) y BALDO (E.G), 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina complex: constraining Early-Mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geologica Acta* 6: 319-333. Barcelona.

DAHLQUIST (J.A.), RAPELA (C.W.), PANKHURST (R.J.), FANNING (C.M.), BALDO (E.G.), MURRA (J.), ALASINO (P.) y COLOMBO (F.), 2012. Age and magmatic evolution of the Famatinian granitic rocks of Sierra de Ancasti, Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 34: 10-25. Columbia.

DALLA SALDA (L.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.), 1991a. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes (Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4): 223-23. Buenos Aires.

DALLA SALDA (L.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.) 1991b. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4): 263-276. Buenos Aires.

DALLA SALDA (L.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.), 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes, southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology*, 20: 617-620. Boulder.

DALLA SALDA (L.), DALZIEL (I.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.). 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into South America? *Geology*, 20: 1059-1062. Boulder.

DALLA SALDA (L.), VARELA (R.) y CINGOLANI (C.), 1999. El basamento Precámbrico-Paleozoico inferior de la Patagonia, Islas Malvinas y Antártica. *Geología Argentina. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales*, 29 (5): 107-132. Buenos Aires.

DARWIN (C.), 1846. On the Geology of the Falkland Islands. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 2: 267-274. Londres.

- DÁVILA (J.J.) y PONCE DE LEÓN (V.), 1971. La sección del río Inambari en la Faja subandina del Perú y la presencia de sedimentitas de la Formación Cancañiri (Zapla) del Silúrico. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 1(1): 67-85. La Paz.
- DAVILA (J.) y RODRIGUEZ (E.), 1967. The Devonian System in Bolivia and the problem of its base. En: OSWALD (D.H.) (ed.), *International Symposium on the Devonian System*, Calgary, Alberta Society of Petroleum Geologists, pp. 921-935. Calgary.
- DE ALBA (E.), 1954. Nota sobre la estratigrafía de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9 (2): 131-134. Buenos Aires.
- DE LA PUENTE (G.S.) y RUBINSTEIN (C.V.), 2007. The Ordovician chitinozoans from the western Gondwana margin, northwestern Argentina. En: DÍAZ-MARTÍNEZ (E.) y RÁBANO (I.) (eds.), *4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America*. Cuadernos del Museo Geominero, 8: 99-105. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- DE LA PUENTE (G.S.), ASTINI (R.A.), RUBINSTEIN (C.V.) y OVIEDO (N.), 2012. Latest Ordovician-earliest Silurian chitinozoans from northwestern Argentina, Western Gondwana. 45th Annual Meeting of AASP, The Palynological Society, and Meeting of the CIMP (Commission Internationale de la Microflore du Paléozoïque) Subcommissions, Program and Abstracts 17-19. Lexington.
- DE LA PUENTE (G.S.), RUBINSTEIN (C.V.) y ASTINI (R.A.), 2013. Silurian chitinozoans and organic-walled phytoplankton from northwestern Argentina, Western Gondwana. The Palynological Society (AASP-TPS) 46th, jointly with Dino10, the Canadian Association of Palynologists (CAP), the North American Micropaleontology Section of SEPM (NAMS), and Commission Internationale de la Microflore du Paléozoïque (CIMP): 72. San Francisco.
- DESSANTI (R.N.), 1945. Informe geológico preliminar sobre la Sierra Pintada, Departamento de San Rafael, Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 28. Buenos Aires. (Inédito).
- DESSANTI (R.N.) 1955. La estructura geológica de la Sierra Pintada (Departamento San Rafael, provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(4): 246-252. Buenos Aires.
- DESSANTI (R.N.) 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85: 1-79. Buenos Aires.
- DESSANTI (R.N.) y CAMINOS (R.L.), 1967. Edades potasio-argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22(2): 135-162. Buenos Aires.
- DÍAZ-MARTÍNEZ (E.), 1997. Latest Ordovician – Early Silurian glaciation and carbonate deposition in the Bolivian Central Andes. Libro de Resúmenes y Excursiones, 5th International Meeting IGCP Project 351, La Coruña, pp. 51-53.
- DÍAZ-MARTÍNEZ (E.) y GRAHN (Y.), 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Perú, Bolivia and northern Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245(1-2): 62-81. Amsterdam.
- DIGREGORIO (J.H.) y ULIANA (M.A.), 1980. Cuenca Neuquina. En: TURNER (J.C.M.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032. Córdoba.
- DIMIARI (L.), DELPINO (S.) y TURIENZO (M.), 2005. Estructura de las Sierras Australes de Buenos Aires. Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata) pp. 101-118.
- DI PERSIA (C.A.), 1972. Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de la Horqueta-Zona Sierra Pintada. Depto. San Rafael, Provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), 3: 29-41. Mendoza.
- DONATO (E.O.) y VERGANI (G.), 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del Cerro Rincón, Provincia de Salta, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 262-283. Concepción.
- ECOSTEGUY (L.) y FRANCHI (M.), 2010. Estratigrafía de la región de Chapelco, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(3): 418-429. Buenos Aires.
- EDGEcombe (G.D.), 1994. Calmonioid trilobites from the Devonian Fox Bay Formation, Falkland Islands: systematics and biogeography. *New York State Museum Bulletin*, 481: 55-68. Nueva York.
- EDWARDS (D.), MOREL (E.), POIRÉ (D.G.) y CINGOLANI (C.A.), 2001. Land plants in the Villavencio Formation, Mendoza Province, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 116: 1-18. Amsterdam.

FERNÁNDEZ GARRASINO (C.A.) y CERDÁN (J.A.), 1981. La Formación Santa Rosa (Devónico Inferior) en la Argentina y sus posibles equivalentes. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 193-202.

FERUGLIO (E.), 1929. Fósiles devónicos del Quemado (San Pedro de Jujuy), en la región subandina del Norte. Boletín de Informaciones Petroleras año 6, 62: 951-861. Buenos Aires.

FERUGLIO (E.), 1931. Observaciones geológicas en las provincias de Salta y Jujuy. Contribución Primera Reunión Nacional de Geografía, Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 7: 5-39. Buenos Aires.

FRAKES (L.A.) y CROWELL (J.C.), 1967. Facies and paleogeography of Late Paleozoic Diamictite, Falkland Islands. Geological Society of America Bulletin, 78: 37-58. Boulder.

FRANZESE (J.R.), 1993. Análisis petrográfico y geoquímico de la Formación Piedra Santa, basamento pre-mesozoico del sur de la provincia de Neuquén. 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas, 4: 327-334. Mendoza.

FRANZESE (J.R.), 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico Neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Revista Geológica de Chile, 22(2): 193-202, Santiago.

FURQUE (G.), 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guandacol, provincias de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92: 1-104. Buenos Aires.

FURQUE (G.), 1968. Bosquejo geológico de la sierra de Malanzán, La Rioja. Terceras Jornadas de Geología Argentina (Comodoro Rivadavia), Actas 1: 111-120.

FURQUE (G.) y CABALLÉ (M.F.), 1990. Depósitos marinos del Paleozoico medio en la Precordillera Central de San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan). Actas, 2: 81-84. San Juan.

FURQUE (G.) y CUERDA (J.), 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: TURNER (J.C.M.) (ed.), Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 455-522. Córdoba.

FURQUE (G.), CUERDA (A.J.), CABALLÉ (M.F.) y ALFARO (M.), 1990. El Ordovícico de la Sierra de la Invernada y su fauna de graptolitos - San Juan. Revista del Museo de La Plata (Paleontología), 9: 159-181. La Plata.

GALLARDO (G.), HEREDIA (S.) y MALDONADO (A.), 1988. Depósitos carbonáticos alóctonos, Miembro superior de la Formación Empozada, Ordovícico superior de la Precordillera de Mendoza. 5° Congreso Geológico Chileno (Santiago). Actas 1: 37-53.

GARCÍA MURO (V.J.) y 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(2): 265-285. Buenos Aires.

GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.) y MARTÍNEZ (M.A.), 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. Amsterdam.

GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.) y STEEMANS (P.), 2014a. Upper Silurian miospores from the Precordillera Argentina: biostratigraphic, palaeoenvironmental and palaeogeographic implications. *Geological Magazine*, 151: 472-490. Cambridge.

GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.) y STEEMANS (P.), 2014b. Palynological record of the Silurian/Devonian boundary in the Argentine Precordillera, western Gondwana. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 274: 25-42. Stuttgart.

GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.), RUSTÁN (J.J.) y STEEMANS (P.), 2018a. Palynomorphs from the Devonian Talacasto and Punta Negra Formations, Argentinean Precordillera: New biostratigraphic approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, pp.110-126. Columbia.

GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.) y STEEMANS (P.), 2018b. Late Silurian palynomorphs from the Precordillera of San Juan, Argentina: Diversity, palaeoenvironmental and palaeogeographic significance. *Acta Palaeontologica Polonica*, 63(1): 41-61. Varsovia.

GARCÍA SANSEGUNDO (J.), FARIAS (P.), RUBIO ORDÓÑEZ (A.) y HEREDIA (N.), 2012. Estructura del Paleozoico del Cordón del Carrizalito (sector meridional de la Cordillera Frontal de los Andes, Provincia de Mendoza, Argentina). 8° Congreso Geológico de España. Simposio: Geología de la Cordillera de los Andes y su antepaís. Oviedo. *GeoTemas* 13: 1875-1878. Madrid.

GARGIULO (M.F.), 2005. Geología de las rocas ígneas del sector austral de la sierra de Cuyín Manzano, Provincia de Neuquén. Determinación de asociaciones minerales secundarias

y facies metamórficas. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 200 pp., Buenos Aires. (Inédito).

GARGIULO (M.F.), 2006. Facies metamórficas y edades relativas de las rocas del extremo oriental del Brazo Huemul, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61(2): 82-94. Buenos Aires.

GELÓS (E.M.), 1977. Metamorfismo de contacto en el YS de Sierra Grande, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32(2): 99-110. Buenos Aires.

GIACOSSA (R.) y MÁRQUEZ (M.), 1999. El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida. 2. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (17): 444-459. Buenos Aires.

GIACOSA (R.), CESARI (O.) y GENINI (A.), 1998. Hoja geológica 4766-III y IV, Puerto Deseado, provincia de Santa Cruz, Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR, Boletín, 240: 1-74. Buenos Aires,

GODOY (E.), FRANCISCO (H.) y FANNING (M.), 2008. Edades U-Pb SHRIMP en granitoides del Macizo Norpatagónico: implicancias geotectónicas. 17º Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 3: 1228.

GODOY CIGUEL (J.), 1989. Bioestratigrafía dos Tentaculoidea no flanco oriental da Bacia do Parana e sua ocorrência na America do Sul. Disertacao Mestrado, Instituto de Geociencias, Universidade Sao Paulo. (Inédita).

GÓMEZ (M.J.), MESTRE (A.), GARCÍAS (Y.) y CORRADINI (C.), 2019. First documentation of the *Polygnatoides siluricus* conodont Zone (Ludfordian) in South America (Argentina) and the stratigraphic significance of the younger species of *Kockelella* (Conodonts). Geological Journal 54, 3455-3467. Chichester.

GONZÁLEZ (R.R.) y TOSELLI (A.J.), 1974. Radimetric dating of igneous rocks from Sierras Pampeanas, Argentina. Geociencias, 4(3): 137-141. San Pablo, Brasil.

GONZÁLEZ BONORINO (F.), 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación 37: 1-67. Santiago.

GONZÁLEZ BONORINO (F.), 1979. Esquema de la evolución geológica de la cordillera norpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34(3): 184-202. Buenos Aires.

GONZÁLEZ BONORINO (G.) y MIDDLETON (G.N.), 1976. A Devonian submarine fan in western Argentina. Journal of Sedimentary Petrology, 46(1): 56-69. Tulsa.

GONZÁLEZ DÍAZ (E.F.), 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19: 151-188. Buenos Aires.

GONZÁLEZ DÍAZ (E.F.), 1972. Descripción Geológica de la Hoja 27d San Rafael, Mendoza. Servicio Minero-Geológico, Boletín 132: 1-127. Buenos Aires.

GONZÁLEZ DÍAZ (E.F.), 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada Serie de La Horqueta del Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 241-256. San Luis.

GONZALEZ DIAZ (E.F.), 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes: the migration of intrusive cycles. Earth-Science Reviews, 18: 365-393, Amsterdam.

GRAHN (Y.), 2003. Silurian and Devonian chitinozoan assemblages from the Chaco-Paraná Basin, northeastern Argentina and Central Uruguay. Revista Española de Micropaleontología, 35(1): 1-8. Madrid.

GRAHN (Y.), 2006. Ordovician and Silurian chitinozoan biozones of western Gondwana. Geological Magazine, 143 (4): 509-529. Cambridge.

GRAHN (Y.) y GUTIÉRREZ (P.R.), 2001. Silurian and Middle Devonian Chitinozoa from the Zapla and Santa Bárbara Ranges, Tarija Basin, northwestern Argentina. Ameghiniana, 38(1): 35-50. Buenos Aires.

GREENWAY (M.E.), 1972. The Geology of the Falkland Islands. British Antarctic Survey. Scientific Report, 76, 42 pp. Cambridge.

GROEBER (P.), 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapí. Physis, 4(17): 208-240. Buenos Aires.

GROEBER (P.) 1939. Informe geológico sobre la zona de embalse del proyectado dique en Nihuil, Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. (Inédito).

- GROEBER (P.) 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epulauken. 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-433. Buenos Aires.
- HAGERMANN (T.), 1932. La geología de las Serranías Santa Bárbara, Cachipunco, Centinela, Ronda y Maiz Gordo, en las Prov. de Salta y Jujuy, y las relaciones petrolíferas de la zona. Informe Interno de YPF. (Inédito).
- HALLE (T.G.), 1912. On the geological structure and history of the Falkland Islands. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 11, (2): 115 -229. Upsala.
- HALPERN (K.) y CARRERA (M.G.), 2014. Post-glacial Hirnantian (Upper Ordovician) bryozoans from western Argentina: implications for survival and extinction patterns. *Ameghiniana*, 51(3): 243-254. Buenos Aires.
- HALPERN (M.), UMPIEREE (U.) y LINARES (E.), 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean Geologic Provinces. *Upper Mantle Symposium (Hyderabad)*: 345-356.
- HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra de la Ventana). Provincia de Buenos Aires. *Boletín de la Dirección de Minería y Geología*, 61: 1-43. Buenos Aires.
- HARRINGTON (H.J.), 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 40 (10): 1773-1814. Tulsa.
- HARRINGTON (H.J.), 1967. Devonian of South America. *International Symposium on the Devonian System (Calgary), Proceedings*, 1: 651-671.
- HARRINGTON (H.J.), 1970. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina: Cadena Aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2): 151-181. Buenos Aires.
- HARRINGTON (H.J.), 1971. Descripción Geológica de la Hoja Ramblón 22c, provincias de Mendoza y San Juan. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114*: 1-87. Buenos Aires.
- HARRINGTON (H.J.) y LEANZA (A.F.), 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Kansas University, Special Publication*, 1: 1-259. Lawrence.
- HEIM (A.), 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7(1): 11-70. Buenos Aires.
- HEREDIA (S. E.) y BERESI (M.S.), 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. Buenos Aires.
- HEREDIA (S.), MESTRE (A.), y MILANA (J.P.), 2007. Reappraisal of the Silurian stratigraphy at Cerro del Fuerte section (San Juan, Argentina). En: DÍAZ-MARTÍNEZ (E.) y RÁBANO (I.), eds., *Cuadernos del Museo Geominero 8*: 195-200. Madrid.
- HILLER (N.) y TAYLOR (F.F.), 1992. Late Devonian shoreline changes: an analysis of Witteberg Group stratigraphy in the Grahamstown area. *South African Journal of Geology*, 95 (5/6): 203-212. Ciudad del Cabo.
- HOLMBERG (E.), 1948. Geología del Cerro Bola. Contribución al conocimiento de la tectónica de la Sierra Pintada. Secretaría de Industria y Comercio de la Nación. *Dirección General de Industria y Minería, Boletín 69*: 313-361. Buenos Aires.
- HÜNICKEN (M.A.), 1975. Sobre el hallazgo de conodontes en el Silúrico de Lomas de los Piojos, dpto. Jáchal, pcia. San Juan. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Tucumán), *Actas 1*: 283-291. San Miguel de Tucumán.
- HÜNICKEN (M.A.) y SARMIENTO (G.N.), 1988. Conodontes Ludlovianos de la Formación Los Espejos, Talacasto, provincia de San Juan, R. Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Mendoza), *Actas 3*: 225-233. Mendoza.
- HUNTER (M.A.) y LOMAS (S.A.), 2003. Reconstructing the Siluro-Devonian coastline of Gondwana: insights from the sedimentology of the Port Stephens Formation, Falkland Islands. *Journal of the Geological Society*, 160: 459-476. Londres.
- HYAM (D.M.), MARSHALL (J.E.A.) y SANDERSON (D.J.), 1997. Carboniferous diamictite dykes in the Falkland Islands. *Journal of African Earth Sciences*, 25(4): 505-517. Oxford.
- ISSACSON (P.E.), ANTELO (B.) y BOUCOT (A.J.), 1976. Implications of a Llandovery (Early Silurian) brachiopod fauna from Salta Province, Argentina. *Journal of Paleontology*, 50: 1103-1112. Cambridge.
- JAPAS (M.S.), 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27: 91-121. Madrid.

- KEIDEL (J.), 1938. Über die Gondwaniden Argentinien. *Geologische Rundschau* 30(1-2): 148-249. Leipzig.
- KERLENEVICH (S.C.) y CUERDA (A.J.), 1986. *Monograptus priodon* (Bronn) (Graptolithina) en la Formación La Chilca, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 23: 119-126. Buenos Aires.
- KILMURRAY, J.O., 1975. Las sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nuevas interpretaciones estratigráficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 331-343. Buenos Aires.
- KLAMMER (G.), 1964. Die Palaeozoischen Eisenerze von Sierra Grande, Argentinien. *Zeitschrift Erzbergbau und Metallhüttenwesen*, 17(10): 534-541. Stuttgart.
- KNOX (R.W.O.B.) y ALDISS (D.T.), 1999. Heavy mineral provenance signatures in the West Falkland Group (?Silurian to Devonian) of the Falkland Islands. British Geological Survey. Technical Report, WH/99/61R. Cambridge.
- KNÜVER (M.), 1983. Dataciones radimétricas de rocas plutónicas y metamórficas. En: ACEÑOLAZA (F.G.), MILLER (H.) y TOSELLI (A.) (eds.), *Geología de la Sierra de Ancasti*. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 59: 201-218. Munich.
- LARROVERE (M.A.), DE LOS HOYOS (C.R.), TOSELLI (A.J.), ROSSI (J.N.), BASEI (M.A.S.) y BELMAR (M.E.), 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: Characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 279-297. Columbia.
- LEANZA (H.A.), 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 272-299. Buenos Aires.
- LEHNERT (O.), BERGSTRÖM (S.M.), BENEDETTO (J.L.) y VACCARI (N.M.), 1999. First record of Lower Silurian conodonts from South America: biostratigraphic and palaeobiogeographic implications of Llandovery conodonts in the Precordillera of Argentina. *Geological Magazine*, 136: 119-131. Cambridge.
- LENZ (A.), CUERDA (A.) y PERALTA (S.), 2003. Graptolites from the Upper Llandovery of the Talacasto area, Central Precordillera, San Juan, Argentina. *Journal of Paleontology*, 77 (6): 1198-1202. Cambridge.
- LIMARINO (C.), MASSABIE (A.), ROSSELLO (E.), LÓPEZ GAMUNDÍ (O.), PAGE (R.) y JALFIN (G.), 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, 29(13): 319-348. Buenos Aires.
- LINARES (E.), LLAMBÍAS (E.) y LATORRE, (C.), 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1): 87-146. Buenos Aires.
- LIZUAIN (A.) 1999. El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida. 1 Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(17): 433-443. Buenos Aires.
- LOBOZIAK (S.), MELO (J.H.G.), STEEMANS (P.) y BARRILARI (I.), 1995. Miospore evidence for pre-Emsian and latest Famennian sedimentation in the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67: 391-392. Rio de Janeiro.
- LOSKE (W.), MÁRQUEZ (M.), GIACOSA (R.), PEZZUCHI (H.) y FERNÁNDEZ (M.), 1999. U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. 14º Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, p. 102. Salta.
- LOTT (G.K.), 1997. Thin section petrology of Upper Palaeozoic sandstone samples from the Falkland Islands. British Geological Survey. Technical Report, WH/97/5R. Cambridge.
- LOTT (G.K.), 1999. Thin section petrology of Upper Palaeozoic sandstone samples from the Falkland Islands. British Geological Survey. Technical Report, WH/99/26 R. Cambridge.
- LUCASSEN (F.), TRUMBULL (R.), FRANZ (G.), CREIXELL (C.), VÁSQUEZ (P.), ROMER (R.L.) y FIGUEROA (O.) 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to Recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41°S). *Journal of South American Earth Sciences* 17: 103-119. Columbia.
- MALANCA (S.) y MOYA (M.C.), 1998. Nuevos fósiles de la Formación Salar del Rincón (Ashgill tardío-Llandovery temprano), Puna Occidental, Argentina. 13º Congreso Geológico de Bolivia (Potosí), Acta 1: 168-173.

MALANCA (S.), ARIS (M.J.), BOSO (M.A.), GALLARDO (E.), BRANDÁN (E.M.) y FERNÁNDEZ (J.C.), 2010. Invertebrados fósiles de la Formación Lipeón (Silúrico superior) del Área Bermejo-Los Toldos, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 171-177. Buenos Aires.

MANASSERO (M.J.), CINGOLANI (C.A.) y ABRE (P.), 2009. A Silurian–Devonian marine platform–deltaic system in the San Rafael Block, Argentine Precordillera–Cuyania terrane: lithofacies and provenance. *Geological Society, Special Publication* 314: 215–240. Londres.

MANASSERO, (M.J.), URIZ, (N.J.), SICCARDI, (A.), RUSTÁN, (J.J.), CINGOLANI, (C.A.) y GÓMEZ PERAL, (L.). 2014. “Firmground” fosilífero en niveles basales del Miembro San Carlos de la Formación Sierra Grande, Macizo Nordpatagónico, Río Negro. 19° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas T1-31.

MANCEÑIDO (M.) y DAMBORENEA (S.), 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. En: RAMOS (V.) (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)*: 413-466. Buenos Aires.

MÁRQUEZ (M.), GIACOSA (R.), PEZZUCHI (H.) y FERNÁNDEZ (M.), 1993. El basamento prePérmico del noreste del Macizo del Deseado, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(1-2): 101-114. Stuttgart.

MARSHALL (J.E.A.), 1994. The Falkland Islands: a key element in Gondwana palaeogeography. *Tectonics*, 13: 499-514. Washington.

MARSHALL (J.E.A.), 2016. Palynological calibration of Devonian events at near-polar palaeolatitudes in the Falkland Islands, South America. En: BECKER (R.T.), KÖNIGSHOF (P.) y BRETT (C.) (eds.), *Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events*. Geological Society, Special Publications 423: 25-44. Londres.

MASSABIE (A.C.), ROSSELLO (E.A.), LINARES (E.), PÁRICA (C.) y POWELL (C.A.), 1999. Granito Los Chilenos: Una nueva unidad granítica jurásica en Cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires. *Implicancias Tectónicas*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3): 281-289. Buenos Aires.

McBRIDE (S.), 1972. A potassium-argon age investigation of igneous and metamorphic rocks from Catamarca and La Rioja provinces, Argentina. PHD Thesis. Queen’s University. Ontario. (Inédito).

McBRIDE (S.), CAELLES (J.C.), CLARK (A.) y FARRAR (E.), 1976. Palaeozoic Radiometric age provinces in the Andean Basement, Latitudes 25°-30°S. *Earth and Planetary Science Letters*, 29: 373-383. Amsterdam.

MEADOWS (N.S.), 1999. Basin evolution and sedimentary fill in the Palaeozoic sequences of the Falkland Islands. En: CAMERON (N.R.), BATE (R.H.) y CLURE (V.S.) (eds), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, Special Publications, 153: 445-464. Londres.

MELENDI (D.) y VOLKHEIMER (W.), 1982. Datos palinológicos del límite Ordovícico - Silúrico de Talacasto, Provincia de San Juan. Parte I: Base del Silúrico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(2): 221 -236. Buenos Aires.

MELENDI (D.) y VOLKHEIMER (W.), 1983. Datos palinológicos del límite Ordovícico - Silúrico de Talacasto (Provincia de San Juan). Parte II: La microflora de los estratos con *Climacograptus putillus* (Hall). *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 9(1-4): 157-163. La Paz.

MELO (J.H.G.), 2005. Palynostratigraphy of some Paleozoic rock units of Bolivia: additional results. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. CD Trabajos Técnicos. Mar del Plata.

MENDEZ (V.), ZANETTINI (J.C.) y ZAPPETTINI (E.O.), 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales*, 23: 1-133. Buenos Aires.

MESTRE (A.), 2009. Primeros conodontes de la Formación Tambolar (Facies Pachaco), Silúrico de la Precordillera Argentina, y sus implicancias bioestratigráficas. *Ameghiniana*, 46: 469-480. Buenos Aires.

MESTRE (A.), GÓMEZ (M.J.), GARCÍAS (Y.), CORRADINI (C.) y HEREDIA (S.), 2017. Advances on Silurian-Devonian conodont biostratigraphy in the Central Precordillera, Argentina. En: Liao (J.-C.) y Valenzuela-Ríos (J. I.), *Fourth International Conodont Symposium ICOS IV*. Instituto Geológico y Minero de España. Cuadernos del Museo Geominero, 22: 105-108. Madrid.

- MILANI (E.J.) y ZALÁN (P.V.), 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22: 199-205. Seoul.
- MINGRAMM (A.) y RUSSO (A.), 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En: LEANZA (A.F.) (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 185-211. Córdoba
- MINGRAMM (A.), RUSSO (A.), POZZO (A.) y CAZAU (L.), 1979. Sierras Subandinas. En: TURNER (J.C.M.) (ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1: 95-137. Córdoba.
- MONALDI (C.R.), 1987. El Devónico en el Flanco Nororiental de la Sierra de Zapla (Jujuy). Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta. (Inédita).
- MONALDI (C.R.) y BOSO (M.A.), 1987. *Dalmanitina (Dalmanitina) subandina* n. sp. (Trilobita) en la Formación Zapla del Norte argentino. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología (Santa Cruz de la Sierra), 1: 149-158.
- MOREL (E.M.), CINGOLANI (C.A.), GANUZA (D.), URIZ (N.J.) y BODNAR (J.), 2017. Primitive Vascular Plants and Microfossils from the Río Seco de los Castaños Formation, San Rafael Block, Mendoza Province, Argentina. En: CINGOLANI, (C.) (ed.), *Pre-Carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina. Implications in the SW Gondwana Margin*. Springer Earth System Sciences: 209-220. Berlin.
- MORRIS (J.) y SHARPE (D.), 1846. Description of eight species of brachiopodous shells from the Palaeozoic rocks of the Falkland Islands. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 2: 274-278. Londres.
- MOYA (M.C.) y MONTEROS (J.C.), 1999. El Ordovícico tardío y el Silúrico en el borde occidental de la Cordillera Oriental Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 401-404. Salta.
- MOYA (M.C.), MALANCA (S.), HONG (F.) y BAHLBURG (H.), 1993. El Tremadoc Temprano en la Puna occidental Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 2: 20-30.
- MÜLLER (H.), 1965. Zur Alterfrage der eisenerzlagertstätte Sierra Grande / Río Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer Fossilfunde. *Geologische Rundschau*, 54(2): 715-732. Leipzig.
- NAIPAUER (M.), GONZÁLEZ (P.D.), VARELA (R.), SATO (A.M.), CHEMALE (F. jr.), LLAMBIAS (E.) y 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 (Neuquén), Digital Proceedings. Buenos Aires.
- NAVARRO (H.) 1962. Geología estructural de los Yacimientos Sur y Este de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas*, Tomo 2: 151-172. Buenos Aires.
- NEWTON (E.T.), 1906. Notes on fossils from the Falkland Islands brought home by the Scottish National Antarctic Expedition in 1904. *Proceedings of the Royal Physical Society of Edinburgh*, 16(6): 248-257. Edinburgo.
- NIENIEWSKI (A.) y WLEKLINSKI (E.), 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5: 169-203. Buenos Aires.
- NOETINGER (S.) y DI PASQUO (M.M.), 2013. New palynological information from the subsurface Copo, Caburé and Rincón formations (upper Lochkovian-Emsian), Salta Province, Argentina. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists* 44, 107-121. Queensland.
- NUÑEZ (E.), 1976. Descripción Geológica de la Hoja El Nihuil. Servicio Geológico Nacional, 112 pp. Buenos Aires. (Inédito).
- NUÑEZ (E.), BACHMANN (E.W.), RAVAZZOLI (I.), BRITOS (A.), FRANCHINI (M.), LIZUAÍN (A.) y SEPÚLVEDA (E.), 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica (Buenos Aires), 4: 247-266.
- OLIVER GASCÓN (J.), 1975. Observaciones geológicas en el anticlinal de la sierra de Zapla (Departamentos Capital y San Pedro, provincia de Jujuy). Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales. (Inédito).
- PADULA (E.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.R.), CRIADO ROQUE (P.), FLORES (M.A.) y BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *Proceedings, International Symposium on the Devonian System (Calgary)*, 2: 165-199. Calgary.
- PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.) y FANNING (C.M.), 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transaction Royal Society Edinburgh, Earth* 91: 151-168. Edinburgo.

PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.), LOSKE (W.), MÁRQUEZ (M.) y FANNING (C.M.), 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1): 27–44.

PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.), FANNING (C.M.) y MÁRQUEZ (M.), 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257. Amsterdam.

PARICA (C.), 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2): 201-205. Buenos Aires.

PAZOS (P.J.), GUTIÉRREZ (C.), FERNÁNDEZ (D.E.), HEREDIA (A.M.) y COMERIO (M.), 2015a. The unusual record of *Nereites*, wrinkle marks and undermat mining trace fossils from the late Silurian–earliest Devonian of central-western margin of Gondwana (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 439: 4-16. Amsterdam.

PAZOS (P.J.), HEREDIA (A.M.), FERNÁNDEZ (D.E.), GUTIÉRREZ (C.) y COMERIO (M.), 2015b. The ichnogenus *Dictyodora* from Late Silurian deposits of central-western Argentina: ichnotaxonomy, ethology and ichnostratigraphical perspectives from Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 439: 27–37. Amsterdam.

PERALTA (S.H.), 1984. Ludlowiano en la Precordillera oriental Sanjuanina. 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 4: 296-304.

PERALTA (S.H.), 1985. Graptolitos del Llandoveriano inferior en el Paleozoico inferior clástico del pie oriental de la sierra de Villicúm, Precordillera Oriental de San Juan. 1° Jornadas de Geología de Precordillera (San Juan), Actas 1: 134-138.

PERALTA (S.H.), 1990. Silúrico de la Precordillera del oeste argentino. En: CHEBLI (W.A.) y SPALLETTI (L.A.) (eds.), Cuencas sedimentarias argentinas. Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 113-117. San Miguel de Tucumán.

PERALTA (S.H.), 1993. 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 (Mendoza), Actas, 1: 128-137. Mendoza.

PERALTA (S.H.), 2003. An introduction to the geology of the Precordillera, Western Argentina. En: PERALTA (S.), ALBANESI (G.) y ORTEGA (G.) (eds.), Ordovician and Silurian of the Precordillera, San Juan Province, Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Miscelanea 10: 7-22. San Miguel de Tucumán.

PERALTA (S.H.), 2005. Formación Los Sombreros: un evento diastrófico extensional del Devónico (inferior?-medio?) en la Precordillera argentina. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata): 322. La Plata.

PERALTA (S.H.), 2013. El Silúrico del flanco oriental 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.) y BALDIS (B.), 1990. *Glyptograptus persculptus* en la Formación Don Braulio (Asghilliano tardío-Llandoveriano temprano) en la Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 7: 67-72. San Miguel de Tucumán.

PERALTA (S.H.) y CARTER (C.H.), 1990. Facies de plataforma e Icnofacies de la Formación Tambolar (Silúrico) en su localidad tipo, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. 3° Reunión Argentina de Sedimentología (San Juan), Actas: 339-344. San Juan.

PERALTA (S.H.) y HEREDIA (S.), 2005. Depósitos de olistostroma del Devónico (inferior?-medio?), Formación Los Sombreros, en la Quebrada de San Isidro, Precordillera de Mendoza, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata): 326. La Plata

PERALTA (S.H.) y LEÓN (L.), 1993. Estratigrafía y sedimentología del Silúrico de Pachaco, Precordillera Central de San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas 1: 142-147. Mendoza.

PERALTA (S.H.), LEÓN (L.I.) y CARTER (C.H.) 1995. Estratigrafía de las sedimentitas del Eopaleozoico-Terciario de Pachaco, Precordillera Central Sanjuanina, Argentina. *Revista Ciencias, Facultad Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional San Juan*, 6: 41-56. San Juan.

PERALTA (S.H.), PÖTHE de BALDIS (E.D.) y ACEÑOLAZA (G.F.), 1997. Elementos de correlación estratigráfica del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan, Argentina. 2° Jornadas de Geología de la Precordillera (San Juan), Actas: 48-53.

PERALTA (S.H.), CHÁVEZ (I.J.), CUADRA (I.) y ORTIZ (M.), 2008. Estratigrafía del Silúrico-Devónico de la sierra de La Invernada, Precordillera Central de San Juan: Significado tecto-sedimentario. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 1: 370-371. San Salvador de Jujuy.

PEZZUCHI (H.), 1978. Estudio geológico de la zona de Ea. Dos Hermanos, Ea. 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), La Plata. Inédito.

PINNA (L.), 1982. Estratigrafía del Paleozoico inferior de San Isidro, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de San Juan, 93 pp. (Inédito).

PITTALUGA (A.), BANCHIG (A.L.) y 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 (San Juan), Actas: 54-59. San Juan.

POIRÉ (D. G.) y MOREL (E.), 1996. Procesos sedimentarios vinculados a la depositación de los niveles con plantas en secuencias siluro-devónicas de la Precordillera, Argentina. 6° Reunión Argentina de Sedimentología (Bahía Blanca), Actas, 205-210.

POIRÉ (D.G.), CINGOLANI (C.) y MOREL (E.), 2002. Características sedimentológicas de la Formación Río Seco de los Castaños en el perfil de Agua del Blanco: Pre-Carbonífero del Bloque de San Rafael, Mendoza. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 1, 129-133.

PÖTHE de BALDIS (E.D.), 1971. Microplancton del Silúrico Superior de Santiago del Estero, República Argentina. *Ameghiniana*, 8: 282-290. Buenos Aires.

PÖTHE de BALDIS (E.D.), 1974. Microplancton adicional del Silúrico Superior de Santiago del Estero, República Argentina. *Ameghiniana*, 11: 313-327. Buenos Aires.

PÖTHE de BALDIS (D.), 1975a. Microplancton del Wenlockiano de la Precordillera Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 7: 489-505. Madrid.

PÖTHE de BALDIS (D.), 1975b. Microplancton de la Formación los Espejos, Provincia de San Juan, República Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 7: 507-518. Madrid.

PÖTHE de BALDIS (D.), 1981. Paleomicroplancton y mioesporas del Ludloviano Inferior de la Formación Los Espejos en el perfil Los Azulejitos, en la Provincia de San Juan, República Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 13: 231-265. Madrid.

PÖTHE de BALDIS (D.), 1987. Microplancton del Llandoveryano Superior-Wenlockiano Inferior. Asociación de *Deunffia-Domasia*, de la Formación La Chilca, Aguada de Los Azulejitos, San Juan, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Actas 3: 89-94.

PÖTHE de BALDIS (D.), 1998. Acritarcas de la Formación Los Espejos (Silúrico superior) del perfil Aguada de Los Azulejitos, San Juan, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 30(2): 1-18. Madrid.

PÖTHE de BALDIS (D.), 1997a. Acritarcas del Llandoveryano temprano-medio de la Formación Don Braulio, Precordillera Oriental, Provincia de San Juan, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 29(1): 31-68. Madrid.

PÖTHE de BALDIS (D.), 1997b. Acritarcas y prasinofíceas del Llandoveryano temprano-medio de la Formación La Chilca, Quebrada de Talacasto, provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 34(4): 461-479. Buenos Aires.

PÖTHE (E.D.); CARDÓ (R.) y PELICHOTTI (R.) 1987. Silúrico-Devónico en Castaño Viejo, Cordillera Frontal, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42: 469-471. Buenos Aires.

PROSERPIO (C.A.), 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 159: 1-76. Buenos Aires.

QUARTINO (B.J.), ZARDINI (R.A.) y AMOS (A.), 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, Provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Monografía 1, 184 pp. Buenos Aires.

RAMOS (V.A.) y CORTÉS (J.M.), 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: RAMOS (V.) (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*, Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche): 317-346. Buenos Aires.

RAMOS (V.A.), JORDAN (T.E), ALLMENDINGER (R.W.), MPODOZIS (C.), KAY (S.M.) CORTÉS (J.M.) y PALMA (M.A.), 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine Chilean Andes. *Tectonics* 5(6): 855-880. Washington.

RAMOS (V.A.), CINGOLANI (C.A.), CHEMALE JR. (F.), NAIPAUER (M) y RAPALINI (A.), 2017. The Malvinas (Falkland) Islands revisited: the tectonic evolution of southern Gondwana

based on U-Pb and Lu-Hf detrital zircon isotopes in the Paleozoic cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 76: 320-345. Columbia.

RAPELA (C.W.) y KOSTADINOFF (J.), 2005. El basamento de Sierra de la Ventana: historia tectonomagmática. *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata)*: 69-83. La Plata.

RAPELA (C.W.), PANKHURST (R.J.), FANNING (C.M.) y GRECCO (L.E.), 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 160: 613-628. Londres.

RAPELA (C.W.), PANKHURST (R.J.), CASQUET (C.), FANNING (C.M.), BALDO (E.G.), GONZÁLEZ-CASADO (J.M.), GALINDO (C.) y DAHLQUIST (J.), 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83: 49-82. Amsterdam.

RAVAZZOLI (I.) y SESANA (F.), 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c Río Chico. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 148: 1-77. Buenos Aires.

RICKARDS (B.), BRUSSA (E.), TORO (B.) y ORTEGA (G.), 1996. Ordovician and Silurian graptolite assemblages from Cerro del Fuerte, San Juan Province, Argentina. *Geological Journal*, 31: 101-122. Chichester.

RICKARDS (R.B.), ORTEGA (G.), BASSETT (M.), BOSO (M.A.) y MONALDI (C.R.), 2002. *Talacastograptus*, an unusual biserial graptolite, and other Silurian forms from Argentina and Bolivia. *Ameghiniana*, 39: 343-350. Buenos Aires,

RODRIGUEZ (S.G.), 1988. Trazas fósiles en sedimentitas del Paleozoico de las Sierras Australes Bonaerenses. 2° Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca), Actas: 117-130. Bahía Blanca,

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (L.R.), HEREDIA (N.), MARÍN (G.), QUESADA (C.), ROBADOR (A.), RAGONA (D.) y CARDÓ (R.), 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes Argentinos entre los 30° y 31° de latitud Sur. 13° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Actas 2: 111-124. Buenos Aires.

RUBINSTEIN (C.V.), 1992. Esporas del Silúrico Superior (Formación Los Espejos) de la Precordillera sanjuanina, Argentina. En: ACEÑOLAZA (F.G.) y ESTEBAN (S.B.) (eds.), *El Paleozoico Inferior en Latinoamérica y la génesis del Gondwana. Serie Correlación Geológica*, 9: 93-106. San Miguel de Tucumán.

RUBINSTEIN (C.V.), 1993. Acritarchs from the Upper Silurian of San Juan, Argentina: Biostratigraphy and Paleobiogeography. En: MOLYNEUX (S.) y DORNING (K.) (eds.), *Contributions to acritarch and chitinozoan research. Special Papers in Paleontology*, 48: 67-78. Londres.

RUBINSTEIN (C.V.), 1995. Acritarchs from the Upper Silurian of Argentina. Their relations with Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1): 103-115. Columbia.

RUBINSTEIN (C. V.), 1997a. Primer registro de palinomorfos del Silúrico en la Formación La Horqueta, Bloque San Rafael, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 34(3): 163-167. Buenos Aires.

RUBINSTEIN (C.V.), 1997b. Silurian acritarchs from South America: a review. En: FATKA (O.) y SERVAIS (T.) (eds.), *Acritarcha in Praha 1996. Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 40(3-4): 603-629. Praga.

RUBINSTEIN (C.V.), 2001. Microflora y microplancton silúricos de la Precordillera Central de San Juan, Argentina. En: FOMBELLA BLANCO (M.A.), FERNÁNDEZ GONZÁLEZ (D.) y VALENCIA BARRERA (R.M.) (eds.), *Palinología: Diversidad y Aplicaciones. Secretariado de Publicaciones, Universidad de León*, pp. 45-54. León.

RUBINSTEIN (C.V.), 2005. Ordovician to Lower Silurian palynomorphs from the Sierras Subandinas (Subandean ranges), northwestern Argentina: a preliminary report. *Carnets de Géologie - Notebooks on Geology, Memoir 2005/02, Abstract 09 (CG2005_M02/09)*: 51-56. Brest.

RUBINSTEIN (C.V.) y BRUSSA (E.D.), 1999. A palynomorph and graptolite biostratigraphy of the Central Precordillera Silurian basin, Argentina. En: TONGIORGI (M.) y PLAYFORD (G.) (eds.), *Studies in Palaeozoic Palynology, Selected papers from the CIMP Symposium at Pisa, 1998, Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 38(2-3): 257-266. Modena.

RUBINSTEIN (C.V.) y DE LA PUENTE (G.S.), 2008. Bioestratigrafía del Paleozoico inferior en las Sierras Subandinas, Provincia de Jujuy. En: COIRA (B.) y ZAPPETTINI (E.O.) (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy, Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy)*: 128-133.

RUBINSTEIN (C.V.) y GARCÍA MURO (V.J.), 2011. Fitoplancton marino de pared orgánica y mioesporas silúricos de la Formación Los Espejos, en el perfil del Río de Las Chacritas, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 48: 618-641. Buenos Aires.

RUBINSTEIN (C.V.) y GARCÍA MURO (V.J.), 2013. Silurian to Early Devonian organic-walled phytoplankton and miospores from Argentina: biostratigraphy and diversity trends. *Geological Journal*, 48: 270-283. Chichester.

RUBINSTEIN (C.V.) y TORO (B.A.), 2003. Palinomorfos del Llandoveryano medio (Aeroniano superior) de la Formación Lipeón, Cordillera Oriental, Argentina. *Ameghiniana* (Suplemento): 91R-92R. Buenos Aires.

RUBINSTEIN (C.V.) y TORO (B.A.), 2006. Aeronian (Llandovery, Lower Silurian) palynomorphs and graptolites from the Lipeón Formation, Eastern Cordillera, north-west Argentina. *Geobios*, 39(1): 103-111. Lyon.

RUBINSTEIN (C.V.) y VACCARI (N.E.), 2004. Cryptospore assemblages from the Ordovician/Silurian boundary in the Puna region, North-west Argentina. *Palaeontology*, 47: 1037-1061. Londres.

RUBINSTEIN (C.V.), DE LA PUENTE (G.S.), SERVAIS (T.), VECOLI (M.) y ASTINI (R.A.), 2007. Advances in the Ordovician palynology of Argentina: biostratigraphy and paleobiogeography. En: DÍAZ-MARTÍNEZ (E.) y RÁBANO (I.) (eds.), 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, 8: 349-354. Madrid.

RUIZ HUIDOBRO (O.J.), 1955. Tectónica de la Hoja Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(1): 7-43. Buenos Aires.

RUSCONI (C.), 1950a. Notas sobre faunas paleozoicas de Mendoza. *Sociedad Científica Argentina, Anales*, 149: 147-177. Buenos Aires.

RUSCONI (C.), 1950b. Nuevos trilobites y otros organismos del Cámbrico de Canota. *Revista del Museo Historia Natural*, 4: 85-94. Mendoza.

RUSSO (A.), FERELLO (R.) y CHEBLI (G.), 1979. Llanura Chaco Pampeana. En: TURNER (J.C.M.) (ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 139-183. Córdoba.

RUSTÁN (J.J.), CINGOLANI (C.A.) y URIZ (N.J.), 2013. Lower Silurian trilobites from the northern Patagonian Sierra Grande Formation. *Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana* 50 (Suplemento Resúmenes): R68. Buenos Aires.

SAAVEDRA (J.), PELLITERO (E.), ROSSI (J.) y TOSELLI (A.), 1992. Magmatic evolution of the Cerro Toro granite, a complex Ordovician pluton of Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 21-32. Columbia.

SALAS (M.J.), MESTRE (A.), GÓMEZ (M.J.) y GARCÍAS (Y.), 2018. First Record of Ostracods from the Upper Silurian Tambolar Formation, Argentine Precordillera. *Ameghiniana*, 55(3): 253-263. Buenos Aires.

SÁNCHEZ (T.M.), 1989. Bivalvos Paleotaxodontidos de la Formación Lipeón (Silúrico) de la Sierra de Zapla, Prov. Jujuy. *Ameghiniana*, 26(3-4): 173-189. Buenos Aires.

SÁNCHEZ (T.M.), 1991. El Género *Dualina* (Bivalvia, Praecardioida) en la Formación Lipeón (Silurico), Sierra de Zapla, Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 28(1-2): 31-34. Buenos Aires.

SÁNCHEZ (T.M.), WAISFELD (B.G.) y BENEDETTO (J.L.), 1991. Lithofacies, taphonomy, and brachiopod assemblages in the Silurian of western Argentina. A review of Malvinokafric Realm communities. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 307-329. Columbia.

SÁNCHEZ (T.M.), BENEDETTO (J.L.) y ASTINI (R.A.), 1993. Eventos de recambio faunístico en secuencias depositacionales del Ordovícico tardío-Devónico temprano de la Precordillera de San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 2: 281-288. Mendoza.

SATO (A.), TICKYJ (H.) y LLAMBÍAS (E.), 1996. Geología de los granitoides aflorantes en el sur de la provincia de La Pampa, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires): 429-439. Buenos Aires.

SCASSO (R.A.) y MENDIA (J.E.), 1985. Rasgos estratigráficos y paleoambientales del paleozoico de las Islas Malvinas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40(1-2): 26-50. Buenos Aires.

SCHILLER (W.) (1930). Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo de La Plata*, 4: 9-101.

SCHLAGINTWEIT (O.), 1937. Observaciones estratigráficas en el norte Argentino. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras, 152: 1-52. Buenos Aires.

SCHLAGINTWEIT (O.), 1938: Geología de la Zona Preandina al Oeste de la Sierra Baja de Oran. Entre Río Bermejo y Río Santa Cruz. Provincia de Salta. Departamentos de Orán, Iruya y Santa Victoria, con alusiones a zonas vecinas. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. (Inédito).

SCHLAGINTWEIT (O.), 1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y Bolivia. Revista Minera, Sociedad Argentina de Mineralogía y Geología, 13: 115-127. Buenos Aires.

SEPÚLVEDA (E.), 1983. Descripción geológica de la Hoja 38i, Gran Bajo de Gualicho, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 194: 1-64. Buenos Aires.

SEPÚLVEDA (E.), BERMUDEZ (A.), BORDONARO (O.) y DELPINO (D.), 2007. Hoja Geológica 3569-IV, Embalse El Nihuil, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 268: 1-52. Buenos Aires.

SESSAREGO (H.L.), 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, 330 pp. Universidad de Buenos Aires. (Inédito).

SEWARD (A.C.) y WALTON (J.), 1923. On a collection of fossil plants from the Falkland Islands. Journal of the Geological Society, 7 (3): 313-333. Londres.

SIMS (J.), IRELAND (T.), CAMACHO (A.), LYONS (P.), PIETERS (P.), SKIRROW (R.), STUART-SMITH (P.) y MIRO (R.), 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: PANKHURST (R.J.) y RAPELA (C.W.) (eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society, Special Publication, 142: 256-281. Londres.

SPALLETTI (L.A.), 1993. An iron-bearing wave-dominated siliciclastic shelf: Facies analysis and paleogeographic implications (Silurian-Lower Devonian Sierra Grande Formation, Southern Argentina). Geological Journal, 28: 137-148. Chichester.

SPALLETTI (L.A.), CINGOLANI (C.A.) y VARELA (R.), 1991. Ambientes y procesos generadores de las sedimentitas portadoras de hierro en la plataforma siluro-eodevónica de la Patagonia, República Argentina. Revista Museo de La Plata, nueva serie, sección Geología, 10: 305-318. La Plata.

SRUOGA (P.), ETCHEVERRIA (M.), FOLGUERA (A.), REPOL (D.) y ZANETTINI (J.C.), 2005. Hoja geológica 3569-I, Volcán Maipo, Mendoza. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, 1:250.000 Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290: 1-238. Buenos Aires.

STAPPENBECK (R.), 1934. Geología de la montaña de San Rafael. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 82, 48 pp. (Inédito).

STARCK (D.), 1995. Silurian-Jurassic Stratigraphy and Basin Evolution of Northwestern Argentina. En: TANKARD (A.J.), SUÁREZ SORUCO (R.) y WELSINK (H.J.) (eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62: 251-267. Tulsa.

STARCK (D.), 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca de Tarija. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas 1: 63-82.

STARCK (D.), GALLARDO (E.) y SCHULZ (A.), 1992. El Silurodevónico de la Cuenca Subandina y su Potencial Exploratorio, Informe Interno de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. (Inédito).

STARCK (D.), GALLARDO (E.) y SCHULZ (A.), 1993a. The pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. 12º International Congress of Carboniferous-Permian (Buenos Aires 1991), Comptes Rendus 2: 373-384. Buenos Aires.

STARCK (D.), GALLARDO (E.) y SCHULZ (A.), 1993b. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas Occidentales and Cordillera Oriental, Argentina. 12º International Congress of Carboniferous-Permian (Buenos Aires 1991), Comptes Rendus 2: 353-372. Buenos Aires.

STIPANICIC (P.N.) y METHOL (E.J.), 1980. Comarca Norpatagónica. En: TURNER (J.C.M.) (ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 1071-1097. Córdoba.

STIPANICIC (P.N.), METHOL (E.J.), RODRIGO (F.), BAULIES (O.L.) y MARTÍNEZ (C.G.), 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (2): 67-98. Buenos Aires,

- STONE (P.), 2010. The geology of the Falkland Islands. *Deposits Magazine*, 23: 38-43. Londres.
- STONE (P.), 2012. Devonian and Permian fossils from the Falkland Islands in the biostratigraphy collection of the British Geological Survey. *British Geological Survey Open Report*, OR/12/40. 27 pp. Londres.
- STONE (P.), 2014. Recent contributions on Falkland Islands bedrock geology, with an inventory of representative lithostratigraphical specimens held by the British Geological Survey. *British Geological Survey Internal Report*, OR/14/040. 35 pp. Londres.
- STONE (P.) y RUSHTON (A.W.A.), 2006. The Baker Collection of Falkland Island fossils at Imperial College, London. *The Falkland Islands Journal*, 8(5): 17-22. Stanley.
- STONE (P.) y RUSHTON (A.W.A.), 2012. The pedigree and influence of fossil collections from the Falkland Islands: from Charles Darwin to continental drift. *Proceedings of the Geologists' Association*, 123: 520-532. Londres.
- STONE (P.), ALDISS (D.A.) y EDWARDS (E.J.), 2005. *Rocks and Fossils of the Falkland Islands*. British Geological Survey for Department of Mineral Resources, Falkland Islands Government. Keyworth, 60 pp. Nottingham.
- STUART-SMITH (P.), MIRÓ (R.), SIMS (J.P.), PIETERS (P.E.), LYONS (P.), CAMACHO (A.), SKIRROW (R.G.), y BLACK (L.P.), 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En: RAMOS (V.A.) y KEPPIE (I.D.) (eds.), *Laurentia Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Publication 336: 87-114. Boulder.
- SUÁREZ SORUCO (R.), 1995. Comentarios sobre la edad de la Formación Cancañiri. *Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 16: 51-54. La Paz.
- SUÁREZ SORUCO (R.), 2000. Compendio de Geología de Bolivia. *Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 18(1-2): 1-213. La Paz.
- TANKARD (A.J.), ULIANA (M.A.) y WELSINK (H.J.), 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En: TANKARD (A.J.), SUÁREZ SORUCO (R.) y WELSINK (H.J.) (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62: 5-52. Tulsa.
- THISTLEWOOD (L.), LEAT (P.T.), MILLAR (I.L.), STOREY (B.C.) y VAUGHAN (A.P.M.), 1997. Basement geology and Palaeozoic-Mesozoic mafic dykes from the Cape Meredith Complex, Falkland Islands: a record of repeated intracontinental extension. *Geological Magazine*, 134(3): 355-367. Cambridge.
- TICKYJ (H.), 1999. Estructura y petrología del basamento cristalino de la región centro-sur de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de La Plata. 228 pp. (Inédito).
- TICKYJ (H.), LLAMBÍAS (E.) y SATO (A.), 1999a. El basamento cristalino de la región sub-oriental de la Provincia de La Pampa: Extensión austral del Orógeno Famatiniano de Sierras Pampeanas. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 160-163
- TICKYJ (H.), CINGOLANI (C.A.) y CHEMALE (F. Jr.), 2001. Rb-Sr ages from La Horqueta Formation, San Rafael Block (Argentina). 3° South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile (CD rom).
- TICKYJ (H.), STIPP BASEI (M.A.), SATO (A.) y JORG (E.), 1999b. U-Pb and K-Ar ages of Pichi Mahuida Group, crystalline basement of south-eastern La Pampa Province, Argentina. 2° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (Villa Carlos Paz), Actas 2, p. 139-144.
- TICKYJ (H.), RODRÍGUEZ RAISING (M.), CINGOLANI (C.A.), ALFARO (M.) y URIZ (N.), 2009. Graptolitos ordovícicos en el Sur de la Cordillera frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(2): 295-302. Buenos Aires.
- TICKYJ (H.), CINGOLANI (C.A.), VARELA (R.) y CHEMALE (F. Jr.), 2017. Low-Grade Metamorphic Conditions and Isotopic Age Constraints of the La Horqueta Pre-Carboniferous Sequence, Argentinian San Rafael Block. En: CINGOLANI (C.) (ed.), *Pre-Carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina. Implications in the SW Gondwana Margin*. Springer Earth System Sciences: 137-159. Berlin.
- TORO (B.A.), 1995. Primer hallazgo de graptolitos del Silúrico (Llandoveryano) en la Cordillera Oriental, Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 32: 375-384. Buenos Aires.
- TORO (B.A.), VACCARI (N.E.), VENTO (B.A.) y BALSEIRO (D.), 2011. Implicaciones bioestratigráficas del estudio de las subespecies de graptolitos *Rhabdinopora flabelliformis* (Tremadociano) de la Cuenca Andina Central de Argentina y Bolivia. Reunión Anual de

Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 48(4) (Suplemento Resúmenes): R26. Buenos Aires.

TOSELLI (A.), REISSINGER (M.), DURAND (F.R.) y BAZÁN (C.), 1983. Rocas graníticas. En: ACEÑOLAZA (F.G.), MILLER (H.) y TOSELLI (A.) (eds.), Geología de la Sierra de Ancasti. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 59: 79-99. Munich.

TOSSELLI (A.J.), ROSSI de TOSELLI (J.N.), SAAVEDRA (J.), PELLITERO (E.) y MEDINA (M.E.), 1988. Aspectos petrológicos y geoquímicos de los granitoides del entorno de Villa Castelli, Sierras Pampeanas Occidentales-Sistema de Famatina, Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 117-128. Santiago.

TOUBES (R.O.) y SPIKERMANN (J.P.), 1976. Algunas edades K/Ar para la Sierra Pintada, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 31(2): 118-126. Buenos Aires.

TURNER (J.C.M.), 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 41(2): 163-196. Córdoba.

TURNER (J.C.M.), 1962. Estratigrafía del tramo medio de la sierra de Velasco y oeste de (La Rioja). Boletín Academia Nacional de Ciencias, 42: 77-126. Córdoba.

TURNER (J.C.M.), 1964. Descripción Geológica de la Hoja 2c, Santa Victoria (Provincias Salta y Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 104: 1-93. Buenos Aires

TURNER (J.C.), 1965a. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Neuquén). Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44: 5-51. Córdoba.

TURNER (J.C.), 1965b. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(2): 154-184. Buenos Aires.

TURNER (J.C.M.), 1972. Cordillera Oriental. En: LEANZA (A.F.) (ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 117-142. Córdoba.

TURNER (J.C.), 1973. Descripción geológica de la Hoja 37 a-b Junín de los Andes. Servicio Geológico Nacional Boletín, 38: 1-88, Buenos Aires.

TURNER (J.C.M.), 1980. Islas Malvinas. En: TURNER (J.C.M.) (ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias, 2: 1503-1528. Córdoba.

URIZ (N.J.), CINGOLANI (C.A.), CHEMALE Jr. (F.) y ARMSTRONG (R.A.), 2008a. U-Pb detrital zircon data from the Paleozoic Sierra Grande Formation, North Patagonian Massif, Argentina. 6th South American Symposium on Isotope Geology (San Carlos de Bariloche), vol. 162.

URIZ (N.J.), CINGOLANI (C.A.), CHEMALE Jr. (F.) y MACAMBIRA (M.J.) 2008b. Edades U-Pb en circones detríticos del Grupo Ventana (provincia de Buenos Aires) y de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico): Análisis comparativo de procedencia. 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 2: 912-913.

URIZ (N.J.), CINGOLANI (C.A.), CHEMALE (F.), MACAMBIRA (M.B.) y ARMSTRONG (R.), 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean north Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative sedimentary provenance. International Journal of Earth Sciences, 100: 571-589. Berlin.

VACCARI (N.E.), TORO (B.A.), DE LA PUENTE (S.G.) y RUBINSTEIN (C.V.), 2010. Nuevos aportes al conocimiento del Paleozoico Inferior del área de Salar del Rincón, Puna occidental, Argentina. 2° Simposio de Bioestratigrafía y Eventos del Paleozoico inferior. 10° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 7° Congreso Latinoamericano de Paleontología (La Plata), Resúmenes: 56. La Plata.

VALVANO (J.A.), 1949. Los yacimientos ferríferos de Sierra Grande. Dirección Nacional de Minería, carpeta 480. Buenos Aires. (Inédito).

VARELA (R.) y CINGOLANI (C.), 1976. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el perfil del cerro Pan de Azúcar – cerro del Coral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las sierras australes, provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 543-556. Buenos Aires.

VARELA (R.), DALLA SALDA (L.H.) y CINGOLANI (C.), 1985. Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40(3-4): 254-261. Buenos Aires.

VARELA (R.), CINGOLANI (C.) y DALLA SALDA (L.H.), 1990. Edad del Granito Cerro Colorado y su implicancia geotectónica. Sierras Australes de Buenos Aires. 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 279-282. San Juan.

VARELA (R.), CINGOLANI (C.), SATO (A.), DALLA SALDA (L.), BRITO NEVES (B.B.), BASEI (M.A.S.), SIGA Jr.(O.) y TEIXEIRA (W.), 1997. Proterozoic and Paleozoic evolution of

Atlantic area of North Patagonian Massif Argentine. South American Symposium on Isotope Geology (Sao Paulo/Brazil). Extended Abstracts: 326-329.

VARELA (R.), BASEI (M.A.S.), SATO (A.M.), SIGA Jr. (O.), CINGOLANI (C.A.) y SATO (K.), 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica (Buenos Aires), Actas 1: 71-76. Buenos Aires.

VARELA (R.), BASEI (M.), CINGOLANI (C.), SIGA jr. (O.) y PASSARELLI (C.R.), 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile*, 32(2): 167-187. Santiago.

VARELA (R.), SATO (K.), GONZÁLEZ (P.), SATO (A.) y BASEI (M.) 2007. Descifrando la edad y significado del plutonismo paleozoico en Sierra Grande, noroeste patagónico, Argentina. 5° Congreso Uruguayo de Geología, Actas en CD, Resumen 132, 1p. Montevideo.

VARELA (R.), BASEI (M.), GONZÁLEZ (P.), SATO (A.) y SATO (K.), 2008. Granitoides Famatinianos y Gondwánicos en Sierra Grande. Nuevas edades radiométricas método U-Pb., 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 2: 914-915.

VATTUONE DE PONTI (M.E.), 1988. Metamorfismo de baja presión en la Cordillera Neuquina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: E41-E45, Santiago.

VATTUONE DE PONTI (M.E.), 1990. Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(1-2): 107-119. Buenos Aires.

VILLAR FABRE (J.F.), GONZÁLEZ (R.R.) y TOSELLI (A.J.) 1973. Los lamprófiros intrusivos en el granito de la Cuesta de Miranda (La Rioja). *Acta Geológica Lilloana*, 12(3): 23-60. San Miguel de Tucumán.

VISTALLI (M.C.), 1989. Cuenca Siluro-Devónica del Noroeste. En: CHEBLI (G.A.) y SPALLETTI (L.A.) (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica*, 6: 19-42, San Miguel de Tucumán.

VISTALLI (M.C.), 1999. Cuenca Siluro-Devónica. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Salta, Relatorio del 14° Congreso Geológico Argentino (Salta)*, 1: 168-184. Salta.

VOLKHEIMER (W.), 1964. Estratigrafía de la zona extra-Andina del departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 43° y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19(2): 85-107. Buenos Aires.

VOLKHEIMER (W.), 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Secretaría de Estado de Minería, Boletín, 151: 1-83. Buenos Aires.

VOLKHEIMER (W.), PÖTHE DE BALDIS (D.) y BALDIS (B.), 1980. Quitinozoos de la base del Silúrico de la sierra de Villicúm (Provincia de San Juan), República Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Paleontología*, 2(6): 121-135. Buenos Aires.

WAISFELD (B.) y SÁNCHEZ (T.), 1993. Trilobites Silúricos de la Formación Lipeón en el Noroeste Argentino (Sierra de Zapla, Provincia de Jujuy). *Ameghiniana* 30(1): 77-90. Buenos Aires.

WAISFELD (B.G.), TORO (B.A.) y BRUSSA (E.D.), 1988. Trilobites silúricos de la Formación Los Espejos, sector occidental del cerro del Fuerte, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 25: 305-320. Buenos Aires.

WALLISER (O.H.), 1964. Conodonten des Silurs. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung Wiesbaden*, 41: 1-106. Wiesbaden.

WEBER (E.I.), 1983. Descripción geológica de la Hoja 40j, Cerro El Fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 196: 1- 69. Buenos Aires.

WOLFART (R.), 1967. Stratigraphie und Fauna des älteren Paläozoikums (Silur. u. Devon) in Paraguay. *Jahrbuch Bundesanstalt für Bodenforschung*, 78: 29-102. Hannover.

ZANETTINI (J.C.M.), 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3 (2):160-179. Buenos Aires.

ZANETTINI (J.C.M.), 1999. Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro. En: ZAPPETTINI (E.O.) (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.), 2001. Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 263: 1-61. Buenos Aires.

ZANETTINI (J.C.M.), ROSSI (E.E.) y CURCIO (R.), 1979. Prospección geológico-geofísica del mineral de hierro; zona Valcheta-Sierra Grande; sector Sierra Grande (provincias de Río Negro y Chubut). Dirección General de Fabricaciones Militares, informe, Mendoza. (Inédito).

ZAPPETTINI (E.O.), MÉNDEZ (V.) y ZANETTINI (J.C.M.), 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42(1-2): 206-207. Buenos Aires.

ZAPPETTINI (E.O.), CHERNICOFF (C.J.), SANTOS (J.O.S.), DALPONTE (M.), BELOUSOVA (E.) y McNAUGHTON (N.), 2012. Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquen province, Argentina. International Journal of Earth Sciences, 101: 2083-2104. Berlin.

ZÖLLNER (W.), 1951. Informe geológico-económico del yacimiento ferrífero de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro. Dirección Nacional de Minería. Buenos Aires. (Inédito).

