

Esquema estratigráfico-secuencial para las unidades neopaleozoicas de la cuenca Calingasta-Uspallata en el flanco occidental de la Precordillera

Oscar R. LÓPEZ GAMUNDÍ¹ y Mauricio MARTÍNEZ²

¹*ChevronTexaco, 4800 Fournace Place, Bellaire Texas 77401, USA.*

²*CONICET-IANIGLA, Unidad de Geociencia. Av. Adrian Ruiz Leal s/n Parque General San Martín, 5500 Mendoza, Argentina.*

RESUMEN. Las Formaciones Majaditas, Hoyada Verde / El Paso y Tres Saltos del Paleozoico Superior de la Precordillera sanjuanina han sido seleccionadas para la elaboración de un esquema estratigráfico-secuencial. A partir del estudio de superficies con valor estratigráfico-secuencial (límites de secuencias, superficies de inundación inicial y máxima) y patrones de apilamiento granocreciente o granodecreciente se han distinguido dos secuencias: La secuencia I está limitada por una discordancia angular que pone en contacto el basamento pre-carbonífero con conglomerados y/o diamictitas glaciáricas correspondientes a una cuña de mar bajo y por una discordancia erosiva que trunca pelitas postglaciales del cortejo transgresivo o una sucesión de pelitas y areniscas finas del cortejo de mar alto. En la Formación Hoyada Verde los depósitos glaciáricos culminan con un pavimento de bloques estriados, que indica la máxima expansión de abrasión glacial en la plataforma. El pavimento está cubierto por pelitas con clastos caídos y diamictitas en bancos delgados (cortejo transgresivo inicial), seguidas por fangolitas con fósiles (cortejo transgresivo final). La secuencia II se inicia con areniscas gruesas y conglomerados que apoyan en discordancia erosiva sobre fangolitas y areniscas finas de la secuencia I. Este marcado cambio indica un drástico traslado de facies hacia el centro de la cuenca, coincidente con los contactos entre a) las Formaciones Hoyada Verde (y su equivalente Formación El Paso) y Tres Saltos, y b) los Miembros Diamictítico y Rojo I de la Formación Majaditas. Parasecuencias con arreglo granocreciente, como los observados en los Miembros Rojo II y Superior de la Formación Majaditas, dominan el cortejo de mar alto de la secuencia II.

Palabras clave: *Carbonífero, Precordillera, Provincia de San Juan, Estratigrafía secuencial*

ABSTRACT. *Sequence-stratigraphical scheme for the Neopalaeozoic units of the Calingasta-Uspallata basin in the western flank of the Precordillera.* The Upper Palaeozoic Majaditas, Hoyada Verde / El Paso and Tres Saltos Formation (Precordillera of western Argentina) were selected to build a sequence stratigraphic framework due to the existence of laterally extensive and thick exposed sections, unconformable contact with pre-Carboniferous basement, and the presence of fossils and glacially-influenced intervals. The key surfaces used were: a) sequence boundaries, characterized by drastic basinward facies shift, b) initial flooding surfaces, accompanied by landward facies shift, and c) maximum flooding surfaces or intervals, representing the maximum landward expansion of marine conditions. Fining- and coarsening-upward stacking patterns were used to define the transgressive (TST) and highstand (HST) system tracts. Sequence I rests unconformably on basement. The basal section consists of glacially-influenced deposits of a lowstand wedge. In the Hoyada Verde Formation, glacial deposits are capped by a striated boulder pavement, indicative of ice abrasion on the shelf, in turn overlain by thin-bedded diamictites (early TST), followed by IRD (ice-rafted detritus) - free mudstones with fossils (late TST). Sequence II is bound by an erosional unconformity that reflects a drastic basinward shift in facies: coarse-grained sandstones and conglomerates rest on open marine mudstones and fine-grained sandstones of Sequence I. This surface coincides with the contact between the Hoyada Verde Formation (and equivalent El Paso Formation) and the Tres Saltos Formation, east of Barreal, and the contact between the Diamictítico and Rojo I Members of the Majaditas Formation farther south. The HST is dominated by coarsening-upward successions in the Rojo II and Superior Members of the Majaditas Formation. Majaditas Formation further south. A large scale, fining- to coarsening-upwards vertical stacking pattern evolution indicates the passage from the TST to HST. The HST is dominated by coarsening upward successions or parasequences, as exemplified in the Miembro Rojo II and Superior Members of the Majaditas Formation.

Key words: *Carboniferous, Precordillera, San Juan province, Sequence stratigraphy*

Introducción

De todas las unidades neopaleozoicas aflorantes en el flanco occidental de la Precordillera sanjuanina, la Formación Majaditas representa la de mayor espesor expuesto. Por esta característica, sumada a su exten-

sión areal que permite estudios litofaciales de detalle, esta unidad se constituye en un elemento crítico para un esquema de correlación de las unidades de la cuenca Calingasta-Uspallata. Previos intentos de correlación para las unidades carboníferas expuestas en el flanco occidental de la Precordillera se han basado en criterios

litoestratigráficos generales (Amos y Roller 1965) o específicos a los intervalos de origen glacial (Amos y López Gamundí 1981), o bioestratigráficos (González 1993, Taboada 1997, Cisterna 1997). Los mismos han contribuido significativamente a la elaboración de esquemas de correlación; sin embargo, variabilidad en las litofacies, cierto endemismo y diverso grado de resolución bioestratigráfica en las faunas y floras estudiadas han limitado la utilidad de tales esquemas.

Los objetivos del presente trabajo son, a partir de una revisión detallada de las características litofaciales, de superficies y/o niveles de significado estratigráfico secuencial y del marco bioestratigráfico, proponer un esquema cronoestratigráfico para el borde oriental de la cuenca Calingasta-Uspallata. Para ello se han elegido como base las dos secciones que, a nuestro entender, por espesor expuesto y contenido bioestratigráfico deben ser tomadas como referencias: las Formaciones Hoyada Verde (y su equivalente El Paso), Tres Saltos, Esquina Gris, Mono Verde y El Retamo (*sensu* Mésigos 1953), aflorantes en el anticlinal de Hoyada Verde a pocos kilómetros al este de la localidad de Barreal (Figs. 1 y 2) y la Formación Majaditas, expues-

ta al este del Barreal del Leoncito (Figs. 1 y 3). Los afloramientos de las secciones estudiadas están separados por pocos kilómetros (Fig. 1) y poseen varios rasgos en común: 1) contacto expuesto con basamento precarbonífero, 2) relleno basal conglomerádico, 3) niveles directa o indirectamente relacionados con la glaciación gondwánica, 4) presencia de fósiles marinos y 5) similares patrones de paleocirculación y evolución vertical de facies.

Es de destacar, por otro lado, que el anticlinal de Hoyada Verde posee ciertas complicaciones de origen estructural (cf. López Gamundí y Rossello 1993; Milana y Banchig 1997). Además de cierta incertidumbre en la asignación cronoestratigráfica de las unidades involucradas basado en criterios bioestratigráficos (Archangelsky *et al.* 1987) que han impedido hasta la fecha la homologación formal de la totalidad de columna expuesta en ese sector con afloramientos vecinos con una estructura más simple, como los de la Formación Majaditas. Por esta razón es que en esta contribución se presenta una interpretación alternativa de la estructura de plegamiento local y el fallamiento asociado y, consecuentemente, una nueva interpretación estrati-

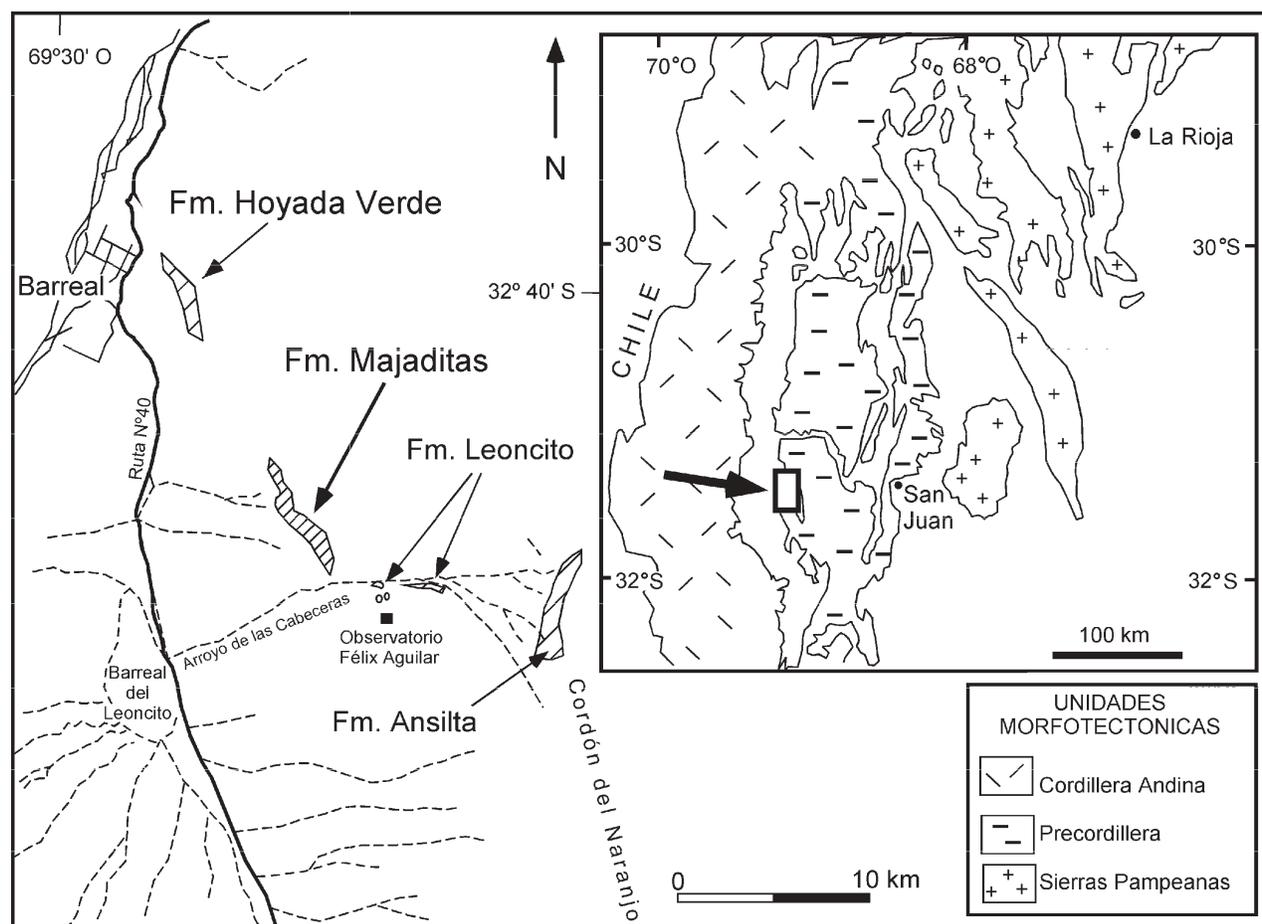


Figura 1: Mapa generalizado de afloramientos neopaleozoicos del borde occidental de la Precordillera entre el río Los Patos y Cordón del Naranjo: Formación Majaditas y diversas unidades (Formaciones Hoyada Verde, El Paso, Tres Saltos, Retamo, Esquina Gris y Mono Verde) en el anticlinal de Hoyada Verde-El Paso al este del pueblo de Barreal y Formaciones Leoncito y Ansilta.

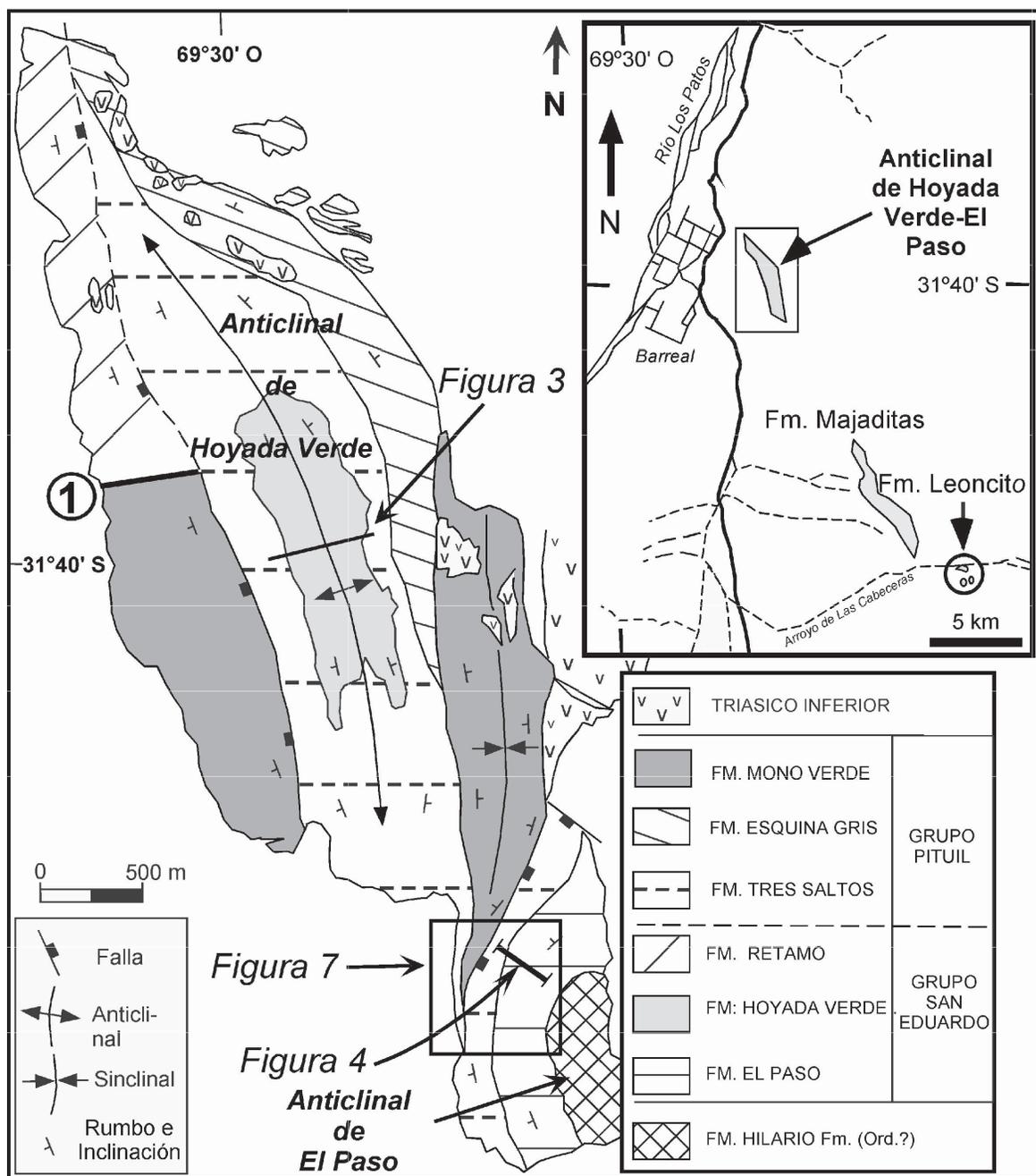


Figura 2: Mapa del anticlinal de Hoyada Verde - El Paso con estratigrafía según Mésigos (1953) y referencia a figuras posteriores.

gráfica de la columna neopaleozoica aflorante en el anticlinal de Hoyada Verde.

El esquema estratigráfico-secuencial propuesto en este trabajo puede extenderse tentativamente a secciones parciales aflorantes hacia el norte (Formación Casa de Piedra) y hacia el sur (Formaciones Leoncito y Ansilta) del área analizada. Este enfoque pretende definir secuencias limitadas por discordancias, o sus concordancias correlativas en sectores más profundos de la cuenca, de valor cronostratigráfico. También han sido utilizadas para estructurar este esquema niveles o intervalos de inundación iniciales y máximas, este últi-

mo tipo caracterizado por el traslado de las facies más profundas hacia el borde de la cuenca (*landward facies shift*) dentro de estadio de máxima reorganización paleogeográfica (Galloway 1989).

Bioestratigrafía y marco cronoestratigráfico

Se ha considerado oportuno resumir los esquemas bioestratigráficos vigentes para las unidades en estudio con el fin de brindar un marco biocronoestratigráfico al análisis estratigráfico secuencial de este tra-

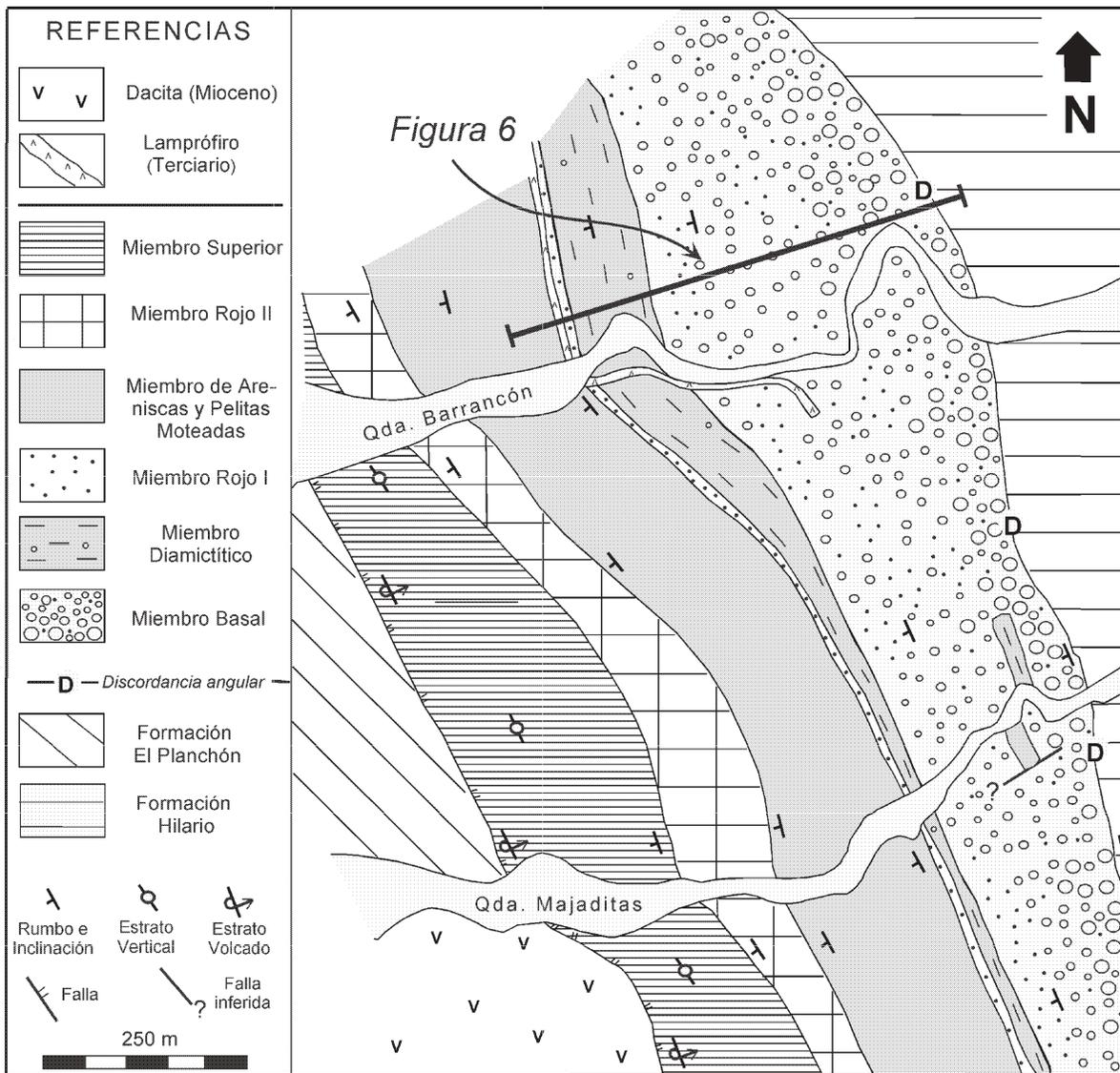


Figura 3: Mapa de los afloramientos de la Formación Majaditas entre las quebradas de Barrancón y Majaditas con la subdivisión en miembros utilizada en este trabajo (modificado de López Gamundí 2001).

bajo. A continuación se revisan los aportes brindados por el estudio de las faunas de invertebrados y floras halladas en las unidades del Paleozoico superior de la región.

Fauna

Las sucesiones neopaleozoicas de la cuenca Calin-gasta-Uspallata poseen intervalos predominantemente pelíticos con abundantes invertebrados marinos. La faunas están compuestas fundamentalmente por braquiópodos, gastrópodos, bivalvos y en forma subordinada por cnidarios, cefalópodos y crinoideos. Tradicionalmente, los horizontes faunísticos tomados como elementos de correlación corresponden a asociaciones de braquiópodos agrupados bajo el nombre de “Zona de

Levipustula” (Amos y Rolleri 1965) indicativa de una edad carbonífera tardía. Recientes revisiones taxonómicas han identificado una mayor diversidad de la fauna de braquiópodos presentes en las Formaciones Hoyada Verde y El Paso y se han propuesto nuevos esquemas bioestratigráficos que se contraponen entre sí. Por un lado, Taboada (1989 y 1997) y González (1993) indicaron la presencia de la biozona *Rugosochonetes-Bulahdelia* en la Formación El Paso y le asignaron una edad carbonífera temprana. Por otra parte, Cisterna (1997) y Martínez *et al.* (1998) sostuvieron que la fauna de braquiópodos de la Formación El Paso sería algo más joven que aquella que integra la Biozona de *Levipustula*, tal como es considerada actualmente (Namuriano-Westfaliano). Independientemente de estos esquemas de biozonación, cabe destacar que la variabilidad lateral de las facies intervinientes y de las asocia-

ciones fosilíferas dificultan la definición de los límites estratigráficos y la correlación precisa de los eventos. Asimismo, la Formación Tres Saltos que conforma la envoltura externa del braquianticlinal de El Paso (Mésigos 1953) y se apoya sobre los términos cuspidales de la Formaciones El Paso y Hoyada Verde, contiene braquiópodos cuyo rango de edad se restringiría al Pérmico (Cisterna, com. pers.).

Flora

El hallazgo de elementos de la flora de NBG (*Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Gynkgophyllum*) en la Formación Majaditas proviene de colecciones procedentes del perfil de la quebrada Barrancón (Fig. 3, Vergel *et al.* 1999) en niveles correspondientes al tramo inferior del Miembro de Areniscas y Pelitas Moteadas próximo al contacto con el Miembro Rojo I (López Gamundí 2001). La asociación está compuesta por Pteridospermaphyta, donde se reconocen *Fedekurtzia argentina* (Kurtz) Archangelsky y *Botrychiopsis weissiana* (Kurtz) *emend.* Archangelsky y Arrondo, elementos conspicuos de la Fitozona NBG. Además se reconoció una asociación microflorística donde se destaca la abundancia de esporas apiculadas acompañadas por granos de polen monosacados. En conjunto permiten consignar una edad carbonífero tardía (Namuriano?-Westfaliano) para los niveles portadores.

Carrizo (1992) reconoció elementos de la zona NBG en la Formación El Retamo. Completan la asociación moldes de tallos de Gymnospermas referidos a *Araucarioxylon* sp. e impresiones de articuladas indeterminadas. La microflora está constituida por granos de polen monosacados: *Caheniasaccites ovatus* Bose y Kar y *Caheniasaccites* sp.; bisacados estriados: *Protohaploxipynus* cf. *P. Perfectus* (Naumova ex Kara-Murza) Samoilovich y resto de esporas indeterminadas. Estos registros paleoflorísticos sugieren una edad carbonífera tardía (Westfaliano alto a Estefaniano) [Césari 1992].

La Formación Ansilta (Fig. 1) también posee elementos de la zona NBG (Carrizo y Fasolo 2001). En el tramo basal se reconocieron *Nothorhacopteris argentinica* (Geitnitz) Archangelsky y *Paracalamites* cf. *P. australis*. En la sección media se ha identificado *Botrychiopsis weissiana* Kurtz *emend.* Archangelsky y Arrondo, *Fedekurtzia argentina* (Kurtz) Archangelsky y moldes de *Malanzania nana* Archangelsky, Azcuy y Wagner, asociadas a improntas de troncos de gran porte. Los datos paleobotánicos permiten referir la Formación Ansilta al Carbonífero tardío.

En las Formaciones Hoyada Verde, El Paso y Tres Saltos se carece de información paleoflorística diagnóstica ya que los moldes de tallos encontrados no aportan mayor información sobre la edad.

En la Formación Leoncito se registró *Diplothemema bodenbenderi* (Kurtz) Césari (Carrizo, com. pers.), la cual es una Pteridospermaphyta de biocron extenso

(Carbonífero temprano-tardío) y puede hallarse en las fitozonas NBG y FP (*Frenquellia-Paulophyton*). De manera preliminar, teniendo en cuenta otros elementos paleoflorísticos asociados se infiere una antigüedad carbonífera tardía temprana para los niveles portadores.

En resumen, la información de índole paleontológica indica dos niveles de correlación válidos, si bien parcialmente superpuestos cronoestratigráficamente: 1) relacionado a los niveles glacimarininos y la transgresión postglacial asociada caracterizada por la fauna de *Levipustula* de edad carbonífera tardía temprana (namuriana - westfaliana) y 2) un nivel caracterizado por elementos de la flora de NBG de edad carbonífera tardía (namuriana tardía - estefaniana). Otras hallazgos de restringida validez areal (por ejemplo, la zona de *Rugosochenetes-Bulahdelia*, González 1993), definida e identificada en una sola localidad en la Formación El Paso o de naturaleza conflictiva, como la asignación al Pérmico de la Formación Tres Saltos (Cisterna, com. pers.) a la luz de la presencia de elementos de la flora NBG, de edad carbonífera tardía, en depósitos suprayacentes de la Formación El Retamo (Carrizo 1992; Césari 1992), indican claramente que la resolución cronostratigráfica de algunos fósiles es pobre y no brinda elementos de valor a un ordenamiento estratigráfico de las unidades en estudio.

Superficies-niveles de significado estratigráfico-secuencial

El análisis siguiente sobre las superficies y niveles ha sido realizada en orden estratigráfico ascendente tratando de equiparar los elementos identificados en la Formación Majaditas con sus equivalentes en los afloramientos de la zona de Barreal.

Se analizan las superficies que, a nuestro entender, representan discontinuidades o niveles en el registro sedimentario de significado estratigráfico-secuencial. Las mismas corresponden a discontinuidades o niveles que marcan límites de secuencias, niveles iniciales de transgresión y superficies y/o intervalos de máxima inundación, con posible presencia de secciones condensadas (Loutit *et al.* 1988). Las dos últimos tipos de superficies y/o intervalos sirven para ubicar dentro de una secuencia el tramo estratigráfico transgresivo que incluye el punto de inflexión que permite la discriminación de cortejos de mar bajo, transgresivo y de mar alto (*lowstand, transgressive* y *highstand system tracts*, Fisher and McGowen 1967; Brown and Fisher 1977).

Discordancia basal

La superficie sobre la que apoyan las unidades carboníferas de este sector ha sido tradicionalmente caracterizada como de discordancia angular (Zöllner

1950; Amos y Rolleri 1965; Quartino *et al.* 1971). Esta discordancia pone en contacto unidades plegadas y frecuentemente afectadas por metamorfismo regional de grado bajo del Paleozoico inferior y medio con diversas unidades sedimentarias del Paleozoico superior. La edad variada de los depósitos que se apoyan sobre esta superficie es una clara evidencia de la compleja historia de subsidencia que afectó a esta región durante el Paleozoico tardío, en especial el Carbonífero. Es así que al norte del área estudiada, a la altura del km 117 de la ruta nacional 20 depósitos continentales de la Formación El Ratón (De Rosa 1983) son portadores de una megafloora de edad carbonífera temprana (Tournaisiano-Viseano, Sessarego y Césari 1986) y microflora de similar edad (Césari y Gutiérrez 2001). Los afloramientos de la Formación El Ratón están expuestos a pocos kilómetros al norte de los afloramientos de la Formación Del Salto, portadora de una rica fauna marina de edad pérmica temprana (Manceñido 1973) y cuya base apoya discordantemente sobre sedimentitas devónicas (Formación El Planchón, Sessarego 1983)

Ejemplos de este contacto discordante angular pueden ser encontrados en el área de estudio en la base de la Formación Majaditas (Amos y Rolleri 1965; López-Gamundí 2001) y Formación El Paso (Mésigos 1953). La mejor exposición del contacto discordante es en la base de la Formación Majaditas. Allí metasedimentitas (cuarcitas y metapelitas) plegadas de la Formación Hilario de probable edad ordovícica (Mésigos, 1953) equivalente a las "Areniscas Amarillentas" del Grupo Ciénaga del Medio (Keidel y Harrington 1938) se ponen en contacto con conglomerados y areniscas gruesas de la Formación Majaditas (Figs. 3 y 6). El contraste de actitud estructural entre ambas unidades es marcado (López Gamundí 2001).

El contacto basal de la Formación Hoyada Verde con el basamento pre-carbonífero no está expuesto en el anticlinal de Hoyada Verde (Mésigos 1953). Sin embargo, la discordancia basal aflora hacia el sur en el anticlinal de El Paso (Fig. 2) donde la unidad homónima yace mediante discordancia angular sobre pelitas y areniscas plegadas del basamento pre-carbonífero. En este sector se observa la secuencia carbonífera inclinada 60° hacia el oeste, mayoritariamente compuesta por areniscas sabulíticas, conglomerados desorganizados y diamictitas, conformando cuerpos canalizados dispuestos en discordancia angular sobre areniscas váquicas grises y pelitas laminadas verdes y moradas correspondientes a la Formación Hilario de Mésigos (1953) o al sustrato pretilítico de Zöllner (1950). La estratificación del basamento pre-carbonífero es subvertical o levemente inclinada hacia el este y se le superpone un clivaje pizarreño, bien marcado en las facies pelíticas. Los 3-4 m cuspidales de esta sucesión presenta una coloración pardo-rojiza y, por encima, se desarrolla una superficie neta ondulada cuya traza puede seguirse lateralmente en dirección norte-sur. Esta discordancia angular es interpretada como la superficie limitante in-

ferior de la secuencia o megasecuencia gondwánica, equivalente a ciclos o secuencias de primer o segundo orden originadas por mecanismos de origen geotectónico (Vail *et al.* 1977). Esta discordancia ha sido asignada a la fase Chañica (Furque y Cuerda 1979, 1984; Azcuy y Caminos 1987; López Gamundí y Rossello 1993) y caracteriza el contacto entre unidades pre-carboníferas y carboníferas en el oeste de la Precordillera.

Intervalo glacimarino

Niveles relacionados a la glaciación gondwánica han sido identificados en el sector bajo estudio por diversos autores (Keidel y Harrington 1938; Amos y Rolleri 1965; Frakes *et al.* 1969; Frakes y Crowell 1969; Amos y López Gamundí 1981; González 1981; López Gamundí 1984, 1986).

Los depósitos glacimarininos de las Formaciones El Paso (Fig. 4) y Hoyada Verde (Fig. 5) han sido analizados en diversas contribuciones (González 1981; López Gamundí 1984) y representan una asociación de facies glacimarininas. Las litologías predominantes que componen este intervalo glacimarino son diamictitas macizas a pobremente estratificadas (Dmm, Eyles *et al.* 1983), posiblemente depósitos subglaciales; diamictitas estratificadas (Dms) en bancos de 0,5 a 50 cm de espesor, interpretadas como depósitos de flujos de detritos subácueos (López Gamundí 1991) y pelitas con clastos (Fld), producto de sedimentación por decantación y balsaje. La presencia de un pavimento de bloques estriados indica evidencia de abrasión glacial.

En la Formación Majaditas las evidencias más claras de depósitos relacionados directa o indirectamente con la glaciación se encuentran en el denominado Miembro Diamictítico (Fig. 3, López Gamundí 2001) y en menor medida, en un nivel diamictítico dentro del Miembro Basal (Fig. 6). Si bien es plausible que los depósitos conglomerádicos y arenosos gruesos que constituyen la mayoría del Miembro Basal hayan sido contemporáneos con la glaciación, no existen evidencias claras de un origen glacifluvial para los mismos, como fue sugerido por Bercowski *et al.* (1997).

En su conjunto este intervalo glacimarino a la escala de estudio de este trabajo constituye un elemento de significado cronoestratigráfico y de valor para correlaciones intracuencales.

Transgresión postglacial

En la Formación Majaditas por encima del intervalo glacimarino integrado por pelitas con clastos y niveles lenticulares diamictíticos aparecen en pasaje transicional pelitas grises oscuras (parte superior del Miembro Diamictítico, Figs. 3 y 6). Este intervalo predominantemente pelítico ha sido interpretado como deposi-

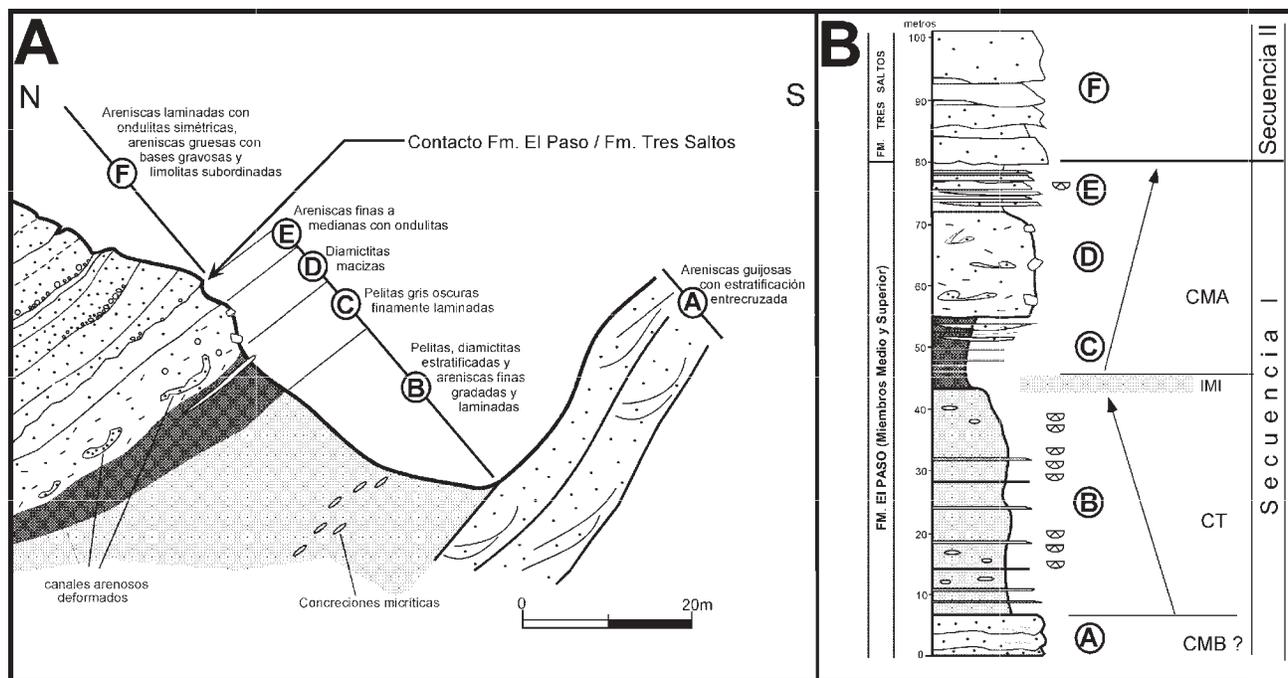


Figura 4: Formación El Paso en el anticlinal homónimo. **a**, perfil en el flanco norte del cierre periclinal (ver figura 2 para ubicación). **b**, perfil columnar e interpretación estratigráfica secuencial. CMB: cortejo de mar bajo, CT: cortejo transgresivo, IMI: Intervalo de inundación máxima, CMA: cortejo de mar alto.

tado en aguas profundas en general por debajo del tren de olas (López Gamundí 2001).

Una transición similar ha sido identificada con claridad en la Formación Hoyada Verde (Fig. 7) en donde el pavimento de bloques estriados es seguido por bancos delgados de diamictitas y pelitas con clastos. Estos depósitos son seguidos por pelitas conteniendo una abundante valvifauna junto a otros invertebrados marinos tales como briozoos y crinoideos. Los braquiópodos articulados reconocidos integran la Zona de *Levipustula* (Amos y Rolleri 1965; Cisterna 1997). Este intervalo fosilífero es exclusivamente pelítico e interpretado como producto de sedimentación por suspensión/decantación por debajo del tren de olas en una plataforma abierta.

«Discordancia» HV-Tres Saltos

Se propone en este trabajo equiparar esta superficie erosiva identificada en los anticlinales de Hoyada Verde y El Paso (Fig. 7) con la superficie entre las pelitas del Miembro Diamictítico y el complejo conglomerado-arenoso suprayacente del Miembro Rojo I de la Formación Majaditas (Fig. 6). Ambas superficies poseen rasgos comunes que permiten su equiparación:

- En ambas localidades, la superficie se ubican estratigráficamente por encima de la transgresión postglacial.

- Ambas superficies marcan una truncación de facies que, si bien más pronunciada en la Formación

Majaditas que en las Formaciones Hoyada Verde y El Paso, muestran yuxtaposición de facies más someras sobre facies más profundas.

- Litológicamente, los depósitos que se ubican inmediatamente sobre estas superficies son similares: granulometrías gruesas (conglomerados y areniscas gruesas a medianas), marcas de base, estructuras internas tractivas (estratificación entrecruzada y ondulitas) y arreglo granodecreciente de la sucesión.

La truncación de facies expuesta entre las pelitas y areniscas finas de la parte superior del Miembro Diamictítico con conglomerados canalizados con turboglifos de gran escala de la base del Miembro Rojo I ha sido considerada como una discontinuidad erosiva significativa por López Gamundí (2001).

El contacto entre la parte superior de la Formación Hoyada Verde y la base de la Formación Tres Saltos ha sido tradicionalmente interpretado por autores anteriores (Furque y Cuerda 1979; 1984; Azcuy y Caminos 1987) como de origen tectónico, correlacionado interregionalmente como la fase diastrófica Atacama y portador de un hiatus significativo. Esta interpretación ha sido cuestionada por López Gamundí y Rossello (1993) los que interpretan esta superficie como una discontinuidad erosiva de escala menor a la asignada por los autores anteriores. Si bien este contacto ha sido caracterizado como gradual e irrelevante a la escala de estudio de fases diastróficas (cf. López Gamundí y Rossello 1993), en mayor detalle y a escala de las secuencias analizadas en este trabajo, la evolución vertical de facies (ley de Walther) aparece dislocada en el

pasaje de la Formación Hoyada Verde a la Formación Tres Saltos. Evidencias de esta truncación erosiva son resumidas a partir de las observaciones de diversos autores e inéditas:

1) El complejo conglomerádico-arenoso canalizado de la parte basal de la Formación Tres Saltos fue analizado por López Gamundí y Rossello (1993: 104) de la siguiente manera: “El nivel conglomerádico definido como la base de la Formación Tres Saltos, con un espesor máximo de 10 m (Mésigos 1953), corresponde a un litosoma complejo compuesto por varias unidades conglomerádicas finas y arenosas amalgamadas que

marcaría la primer incisión importante del sistema de canales sobre la plataforma.”

2) Esta incisión es responsable de la superficie irregular del contacto Hoyada Verde-Tres Saltos, como ha sugerido por Mésigos (1953) al señalar un «relieve muy irregular labrado en las capas de la Formación Hoyada Verde»

3) La discontinuidad entre la Formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos no ha sido considerada por López Gamundí y Rossello (1993) como de falla. Milana y Banchig (1997) asignan erróneamente esta interpretación a López Gamundí y Rossello (1993). En realidad estos últimos autores interpretan que la divergencia en inclinaciones (pero no de rumbos) entre las capas cuspidales de la Formación Hoyada Verde y la parte basal de la Formación Tres Saltos como producto local de flexodeslizamiento y relativizan la validez regional de esta angularidad presente en el anticlinal de Hoyada Verde.

4) La parte cuspidal de la Formación Hoyada Verde está caracterizada por areniscas finas con ondulitas levemente asimétricas (Fig. 5) intercaladas con pelitas grises oscuras y escasos niveles conglomerádicos finos a medianos lentiformes (cf. López Gamundí y Rossello 1993) que suceden transicionalmente a los niveles pelíticos fosilíferos descritos en la sección anterior. A su vez, la sucesión cuspidal es abruptamente terminada por la base del complejo conglomerádico de la parte basal de la Formación Tres Saltos. La base de este complejo exhibe turboglifos y deformación por carga (calcos de carga). El contraste granulométrico es considerable, en particular en la sección clásica en el centro del núcleo del anticlinal. Hacia el sur en el mismo anticlinal, la sucesión cuspidal intercala niveles arenosos (Milana y Banchig 1997), similares a los presentes en la parte cuspidal de la Formación El Paso (cf. Fig. 4).

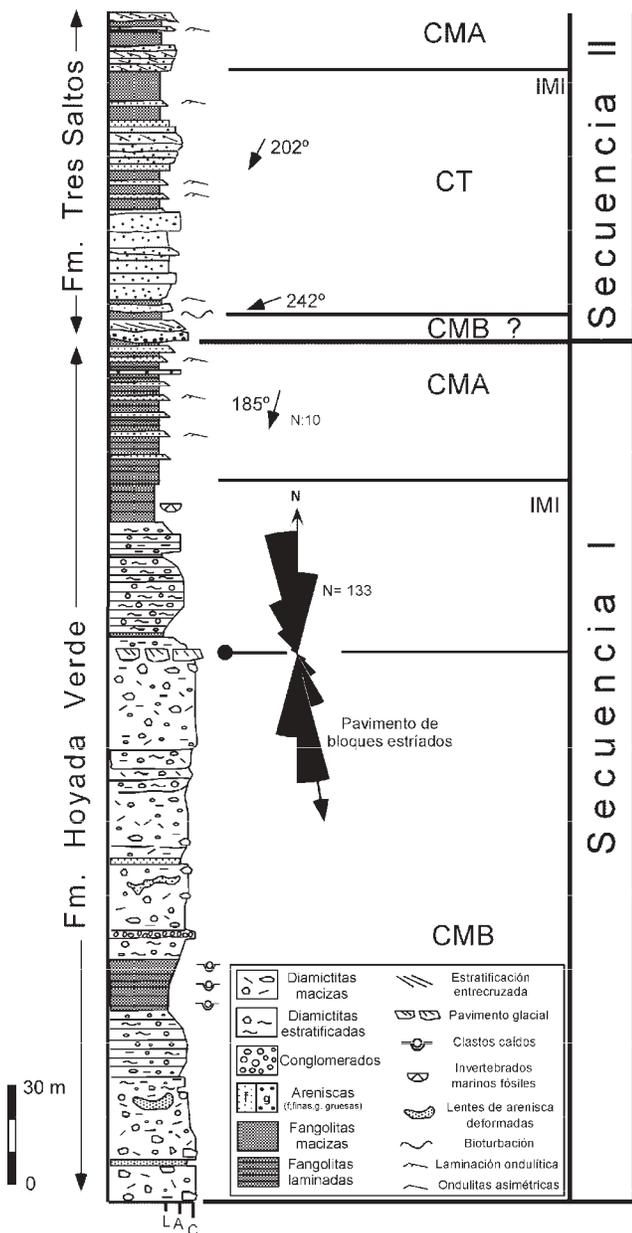


Figura 5: Perfil compuesto de las Formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos con interpretación estratigráfica secuencial, en el anticlinal de Hoyada Verde (ver figura 2 para ubicación y leyenda de figura 4 para términos estratigráficos-secuenciales).

Esquema estratigráfico secuencial

El estudio de facies y de discontinuidades acompañado con la revisión de la información y bioestratigráfica en las secciones de Majaditas y Barreal permite esbozar un esquema estratigráfico secuencial válido para este sector de la cuenca Calingasta-Uspallata. Este análisis pudo ser llevado a cabo prescindiendo de asignar jerarquías definitivas a las secuencias definidas (de primer, segundo, tercer orden) y denominando a las mismas arbitrariamente en orden creciente de jerarquía (N, N+1, N+2, etc., Tesson *et al.* 2000). Si bien han existido intentos de relacionar la duración (e indirectamente espesor) de las secuencias con ordenes o jerarquías (Haq *et al.* 1988; Vail *et al.* 1991), variables locales como tasas de sedimentación, variaciones temporales y areales de tasa de subsidencia y creación de espacio de acomodación pueden llevar a confundir las jerarquías de secuencias, en especial en aquellas con pobre control bioestratigráfico o de poca resolución cronoestratigráfica.

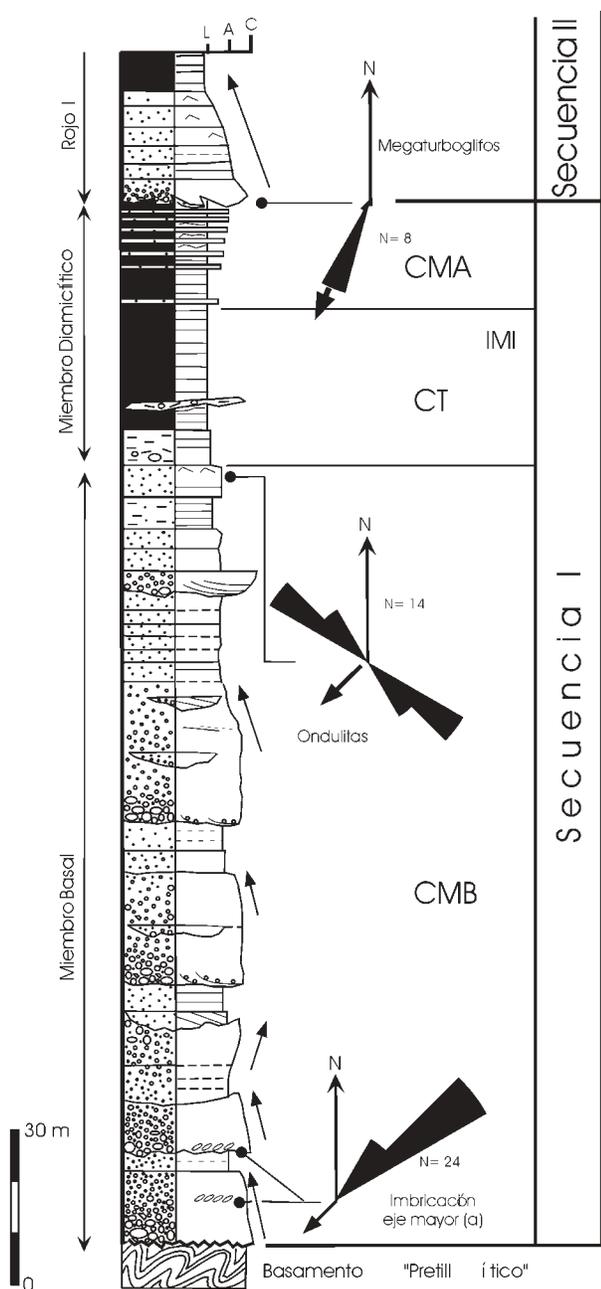


Figura 6: Perfil de la parte inferior de la Formación Majaditas (cortejo transgresivo de secuencia I por debajo de superficie erosiva) y parte basal de secuencia II (modificado de López Gamundí, 2001). L: limonita, A: arenisca, C: conglomerado (ver leyenda de figura 4 para términos estratigráficos-secuenciales).

Las secuencias analizadas en este trabajo se encuentran comprendidas en una unidad mayor de orden arbitrario N (=Megasecuencia I, López Gamundí *et al.* 1989) limitada por discordancias de magnitud y extensión interregional correspondientes a la Fase Cháñica (discordancia inferior) y la Fase Sanrafaélica (discordancia superior). Esta secuencia de orden N es, por definición, una secuencia compuesta (Mitchum y Van Wagoner 1991) y contiene dos secuencias de orden

N+1, las que se han definido sobre la base de la identificación de dos discontinuidades principales en ambas sucesiones expuestas al este del pueblo de Barreal y este del Barreal del Leoncito en Majaditas (Fig. 2).

A su vez, ambas secuencias han sido subdivididas en unidades limitadas por discontinuidades denominadas «systems tracts» o cortejos (Vail 1987; Posamentier y Vail 1988). Los cortejos están relacionados con los estados sucesivos de un ciclo de descenso y ascenso relativo del nivel del mar / nivel de base y son denominados genéricamente cortejos de mar bajo (*lowstand systems tract*), transgresivo (*transgressive systems tract*) y de mar alto (*highstand systems tract*). Si bien existe variabilidad en las facies dentro de un mismo cortejo (*systems tract*), estos cortejos están genéticamente relacionados y limitados por las discontinuidades de valor cronoestratigráfico discutidas con anterioridad.

Secuencia $N+1$

La secuencia I está limitada por la discordancia angular basal y la superficie erosiva identificada, en la zona de Barreal, entre la Formación Hoyada Verde (o su equivalente Formación El Paso) y la Formación Tres Saltos, y al sur en la zona de Majaditas, entre el Miembro Diamictítico y el Miembro Rojo I (Fig. 8). Esta última superficie muestra una yuxtaposición clara de facies más someras por encima de facies más profundas indicando un descenso relativo del nivel del mar. Este traslado de facies hacia el centro de cuenca (*basinward shift in facies*) mediante una truncación en la evolución de facies vertical previsible por la ley de Walther constituye el criterio principal para identificar a una superficie como límite de secuencia en estudios de superficie (Emery y Myers 1996).

La secuencia se inicia con depósitos de cortejo de mar bajo (*lowstand systems tract*) correspondiente a lo que se ha definido desde el punto de vista litoestratigráfico como Miembro Basal en la Formación Majaditas y a la parte inferior de la Formación Hoyada Verde hasta el pavimento de bloques en la zona de Barreal (Figs. 4 y 6).

En la Formación Majaditas, los depósitos de mar bajo muestran una clara tendencia vertical granodecreciente (Fig. 6) con alternancia de procesos de gravedad y tracción en el sector submarino de un abanico deltaico (López Gamundí 2001). La intercalación de un nivel diamictítico en esta asociación basal conglomerádica-arenosa sugiere la posible contemporaneidad, al menos parcial, de la acción glacial durante la sedimentación, si bien no se han identificado evidencias directas de ambientes glaciales.

En la Formación Hoyada Verde los depósitos del cortejo de mar bajo corresponden a los depósitos diamictíticos macizos (Dmm), estratificados (Dms) y pelitas con clastos (Fld) por debajo del pavimento de bloques. Este

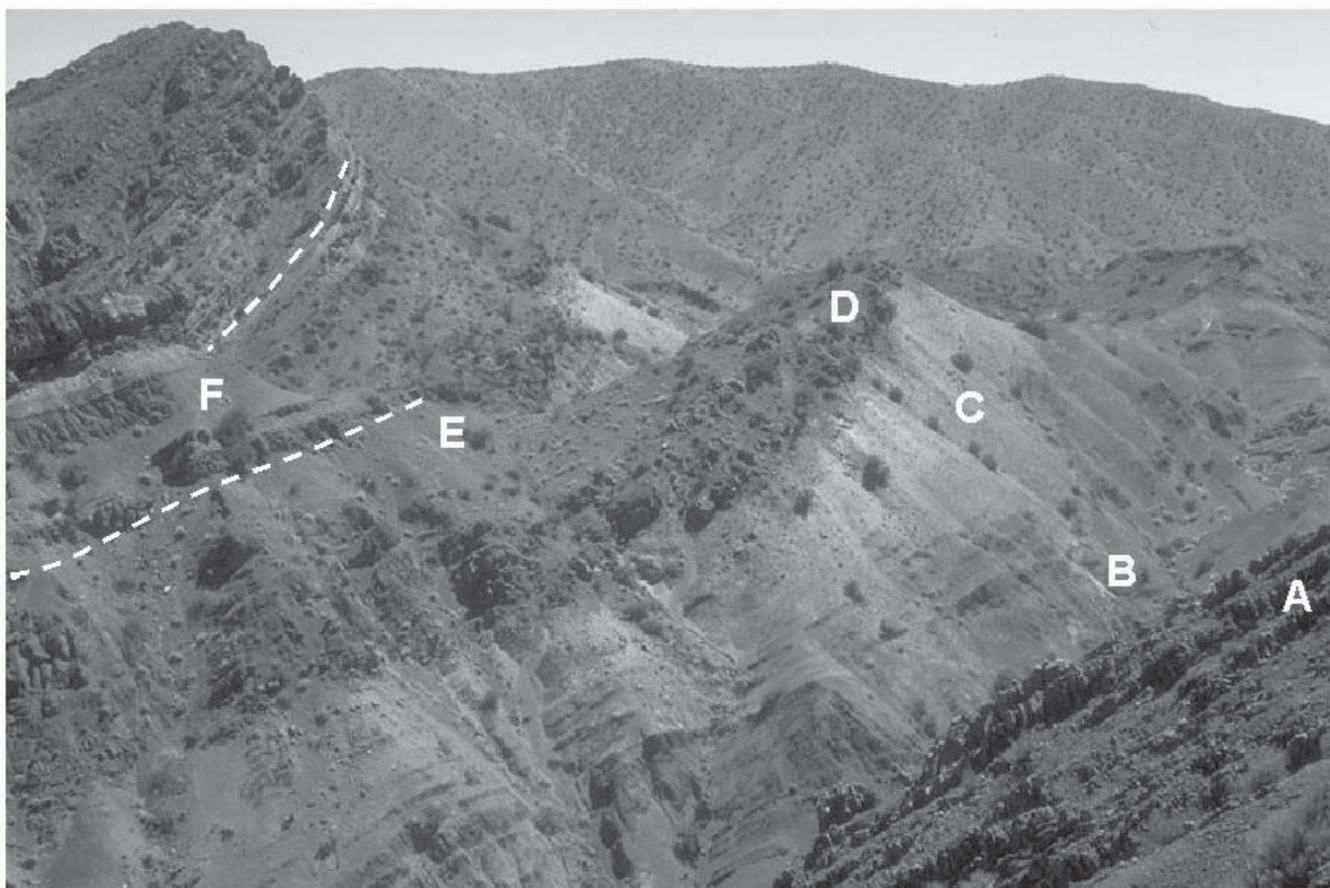


Figura 7: Vista panorámica del flanco norte del anticlinal de El Paso con contacto (línea discontinua) entre la Formación El Paso y Formación Tres Saltos. Las letras se refieren a tramos del perfil en figura 4. En el fondo se observa la parte sur del flanco oeste del anticlinal Hoyada Verde con el contacto entre las Formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos. Ver figura 2 para ubicación.

nivel es interpretado como el producto de abrasión glacial submarina que se extendió y erosionó los depósitos de posición subglacial y proglacial proximal del cortejo de mar bajo y representa la extensión máxima de abrasión glacial en los sectores más profundos de la cuenca.

En su conjunto el relleno basal de cortejo de mar bajo puede ser interpretado como una cuña progradante (*aggradational late lowstand prograding wedge*) en donde prevalecieron procesos glaciales (Formaciones Hoyada Verde y El Paso) o de tracción y retransporte por gravedad a partir de material de grueso tamaño de origen glacial (Formación Majaditas). Esta etapa está caracterizada por fuerte subsidencia inicial y relleno basal grueso en esta parte del borde de cuenca.

En ambas localidades, los depósitos de cortejo de mar bajo son seguidos en claro traslape por depósitos dominados por sedimentación por suspensión/decantación. Esta superficie marca el inicio de una transgresión con poca a nula erosión. Los depósitos por encima de esta superficie transgresiva corresponden al denominado intervalo postglacial y son agrupados en un cortejo transgresivo.

En la Formación Majaditas, el cortejo transgresivo corresponde al Miembro Diamictítico (Fig. 3). Dentro

del mismo se ha podido diferenciar una parte inferior dominada por lentes diamictíticas, pelitas con clastos, pelitas y escasos niveles arenosos correspondientes a la etapa inicial de transgresión postglacial en donde material glacial es depositado por delante del frente glaciar en rápido retroceso. La ausencia de retrabajo transgresivo (con ausencia de una superficie transgresiva de erosión o *ravinement*) y de oleaje puede ser explicado por la combinación de los siguientes factores:

1) La presencia, el grado y la extensión de erosión depende de la tasa de ascenso relativo del nivel del mar. Se deduce que la tasa de ascenso relativo del nivel del mar fue mayor que la tasa de aporte clástico debido a la instalación de facies relativamente profundas sin erosión ni depósitos de retrabajo transgresivo de los depósitos infrayacentes (Fisher 1961; Curray 1964). Un origen, al menos parcialmente, relacionado con un ascenso glacieustático posterior a la máxima expansión glacial no puede descartarse debido al contexto facial y posición estratigráfica de estos depósitos (López Gamundí 1990). Variaciones glacieustáticas del nivel del mar mayores de 100 m han sido registrados en el Pleistoceno (Imbrie *et al.* 1984; Bard *et al.* 1990). Estas fluctuaciones son extremadamente rápidas (120-130 m

en 120 ka) y ejercen un control importante en la arquitectura estratigráfica y estilo de sedimentación.

2) El desacople del glaciar con el substrato produjo un rápido retroceso del frente glaciar y una abundante contribución de material sub e intraglacial, probablemente retrabajado *a posteriori* por corrientes de gravedad. Si bien el desmembramiento y retroceso catastrófico del frente glaciar fue rápido produciendo un drástico desplazamiento lateral de facies profundas hacia el margen de la cuenca (*landward facies shift*), es probable que condiciones de baja tasa de sedimentación (*clastic starvation*) no tuvieran lugar inicialmente durante la transgresión debido al abundante material derivado de la desintegración del frente glaciar. Las condiciones de esta rápida transgresión fueron depositacionales con pocas probabilidades de retrabajo (cf. Curry 1964).

Si bien no se ha identificado una superficie transgresiva de erosión, el contacto entre el Miembro Basal y el Miembro Diamictítico (Fig. 6) puede considerarse como la superficie inicial transgresiva o superficie de inundación que separa la parte cuspidal del cortejo de mar bajo (areniscas con ondulitas tridimensionales, López Gamundí 2001) de la parte basal del cortejo transgresivo dominado por diamictitas lentiformes y pelitas. En forma análoga, la superficie que separa el pavimento de bloques (parte cuspidal del cortejo de mar bajo) de las diamictitas finamente estratificadas suprayacentes en la sección de Hoyada Verde es interpretada como la superficie inicial de transgresión o inundación (Fig. 5). Este intervalo transgresivo basal es seguido por un tramo superior dominado por pelitas que corresponde a un intervalo de condensación (*condensed section*) en el cual se ubica la superficie o intervalo de máxima inundación (Figs 4,5 y 6). La escasez de material arenoso y ausencia de material derivado del retroceso glaciar sugiere que este tramo corresponde al período de máxima expansión de los ambientes marinos profundos con el que culmina el cortejo transgresivo.

El cortejo de mar alto de la secuencia I está mejor representado en los afloramientos cercanos a Barreal. La parte cuspidal de la Formación Hoyada Verde está caracterizada por la incorporación gradual de areniscas finas con ondulitas levemente asimétricas (*flagstones*, Mésigos 1953) y escasos niveles lentiformes delgados (de hasta 1 m) de conglomerados finos bien seleccionados (López Gamundí y Rossello 1993) que, lateralmente, engranan con areniscas portadoras de gastrópodos (nivel 7, Mésigos 1953). Esta sección, que se apoya sobre las pelitas negras fosilíferas del complejo transgresivo, constituye el cortejo de mar alto. Esta transición es claramente visible en el campo, como también la incisión producida por la discordancia que limita la secuencia II (Fig.7).

En la Formación Majaditas la discontinuidad basal de la secuencia II ha erodado parcial o totalmente al cortejo de mar alto de la secuencia I, poniendo en algu-

nos sectores en contacto directo a los depósitos del cortejo transgresivo de la secuencia I con los depósitos basales de la secuencia II.

Secuencia _{N+1} II

Esta secuencia se apoya sobre la superficie anterior e incluye en la zona de Barreal a los depósitos de la Formación Tres Saltos y unidades suprayacentes (Formaciones Retamo, Esquina Gris y Mono Verde) y en la zona de Majaditas, a los Miembros Rojo I, Miembro de Pelitas y Areniscas Moteadas, Miembro Rojo II y Miembro Superior.

En la Formación Majaditas, la parte basal de la secuencia II está representada por sucesiones de facies granodecrecientes interpretadas como canales distributarios en un sistema deltaico (López Gamundí 2001), equivalente al Miembro Rojo I. Este intervalo es sucedido drásticamente por pelitas grises oscuras a negras que indican la máxima profundización, constituyendo un delgado cortejo transgresivo. Este tramo pelítico incorpora gradualmente areniscas finas y secuencias granocrecientes (parasecuencias *sensu* van Wagoner *et al.* 1990) con arreglo progradacional (*progradational parasequence set*, van Wagoner *et al.* 1990) característico de cortejos de mar alto (Fig. 8).

En los afloramientos al este de Barreal, la Formación Tres Saltos incluye abundantes areniscas gruesas y medianas con ondulitas de interferencia. Por encima de la Formación Tres Saltos se superponen tres unidades con diferentes nombres (Formaciones El Retamo, Esquina Gris y Mono Verde) pero que, a nuestro entender, corresponderían a una única unidad ubicada estratigráficamente por encima de la Formación Tres Saltos.

El estudio detallado de la parte superior de la Formación Majaditas (López Gamundí 2001) por encima de la discontinuidad erosiva que separa ambas secuencias ha permitido la identificación de una parte inferior caracterizada por sucesiones granodecrecientes (Miembro Rojo I) en un patrón de apilamiento general granodecreciente, un intervalo predominantemente pelítico depositado en ambientes de plataforma externa mayormente por debajo del tren de olas al que le sigue una sucesión predominantemente arenosa con sucesiones granocrecientes, interpretadas como depósitos de barra de desembocadura agrupadas en un patrón de apilamiento granocreciente (*progradational parasequence set*) [Fig. 8]. Consideramos al intervalo pelítico como el intervalo de máxima inundación, punto de inflexión (*turn around point*) entre un patrón de apilamiento granodecreciente infrayacente y un patrón de apilamiento granocreciente suprayacente. Así quedan definidos los cortejos dentro de la secuencia (Fig. 8). Los niveles 2, 3, 4 y 5 en la Formación Esquina Gris y nivel 8 en la Formación El Retamo (Mésigos 1953) en los afloramientos del anticlinal de Hoyada Verde podrían ser interpretados como intervalos que posiblemente

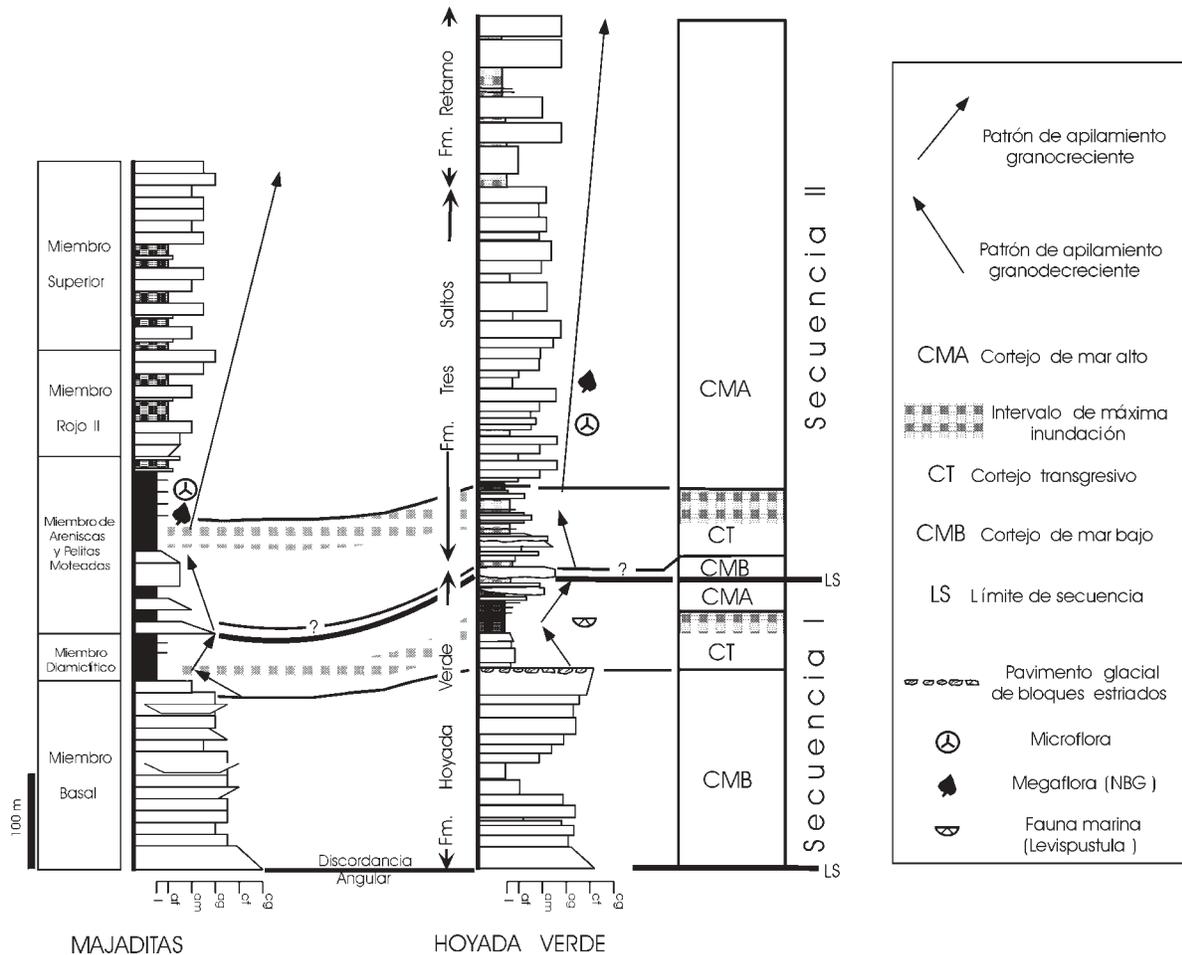


Figura 8: Perfiles compuestos de Barreal (Formaciones Hoyada Verde – El Paso– Tres Saltos-El Retamo) y Majaditas (Formación Majaditas), con subdivisión de secuencias y cortejos sedimentarios. Perfil de Majaditas (López Gamundí 2001), perfil de Hoyada Verde (López Gamundí 1983), Tres Saltos (Mésigos 1953; López Gamundí y Rossello 1994) y Retamo (Mésigos 1953). Información paleontológica de Mésigos (1953), Carrizo (1992) y Cesari (1992). Escala granulométrica: l: limolita, af: arenisca fina, am: arenisca mediana, ag: arenisca gruesa, cg: conglomerado.

contendrían al nivel de máxima inundación (parte superior del cortejo transgresivo).

Consideraciones litoestratigráficas

La homologación de las Formaciones El Retamo y Mono Gris, aflorantes en el flanco occidental del anticlinal de Hoyada Verde (Fig. 2), ya ha sido propuesta por Milana y Banching (1997). Como indican los mismos autores, la falla transversal (ver 1 en Figura 2) que pone en contacto ambas unidades produce un desplazamiento estructural menor; las litologías a ambos lados de la falla son equiparables. Interpretamos tal falla como una falla de desgarre (*tear fault*) asociada al plegamiento. Más aún, las fallas submeridionales que ponen en contacto la Formación Tres Saltos con su cobertura exterior en el anticlinal (Formaciones Retamo y Mono Verde en el flanco occidental, y las Formaciones Esquina Gris y Mono Verde en el flanco oriental) son considerados cabalgamientos de menor envergadura re-

lacionados al mecanismo de flexodeslizamiento predominante durante el plegamiento (ver López Gamundí y Rossello 1993). Estas fallas son las causantes de la falta de exposición de las bases de las unidades mencionadas (Retamo, Mono Verde y Esquina Gris) como lo indica Mésigos (1953); sin embargo, creemos que la sección omitida por las fallas es estratigráficamente poco significativa. Por las razones estructurales antes mencionadas, sumada a la similitud litológica de ambas unidades, nuestra propuesta incluye además la homologación de la Formación Esquina Gris con la Formación Mono Verde.

El esquema estratigráfico secuencial de este trabajo tiene algunas implicancias en los esquemas litoestratigráficos propuestos para el Carbonífero de este sector del flanco occidental de la Precordillera sanjuanina. Se considera que, posiblemente, la sección expuesta en el anticlinal de Hoyada Verde está representada en su totalidad en la Formación Majaditas, conteniendo las secuencias I y II definidas en este trabajo. La secuencia I está representada litoestratigráficamente por los Miem-

bros Basal y Diamictítico de la Formación Majaditas y por la totalidad de la Formación Hoyada Verde, y su equivalente al sur, la Formación El Paso. En las tres unidades ha podido ser identificado un cortejo de mar bajo con sedimentación influenciada por la glaciación en la sección basal de las tres unidades seguida por un cortejo transgresivo que incluye en las Formaciones Hoyada Verde y El Paso intervalos condensados con abundantes fósiles. La sección cuspidal de estas dos unidades se caracteriza por el desarrollo de un cortejo de mar alto truncado por la base de la secuencia II mediante una discordancia erosiva (Fig. 8).

La secuencia II incluye el resto de la Formación Majaditas (Miembros Rojo I, Areniscas y Pelitas Moteadas, Rojo II y Superior) y en el anticlinal de Hoyada Verde a las Formaciones Tres Saltos, Mono Verde, Retamo y Esquina Gris. Por otro lado, es de notar que la similar posición estructural dentro de la estructura anticlinal y estratigráfica (las tres unidades apoyan sobre la Formación Tres Saltos) sugieren que las Formaciones Mono Verde, Retamo y Esquina Gris son equivalentes. La Formación Esquina Gris está expuesta en el extremo noroeste del anticlinal de Hoyada Verde (Fig. 2). Si bien el contacto inferior no está expuesto coincidimos con Mésigos (1953: 81) el cual sugiere que “*Su contacto basal no se observa, pero es probable que ella suceda a la Formación Tres Saltos...*”. Por otro lado, la diferenciación entre las Formaciones Mono Verde y El Retamo, esta última expuesta exclusivamente en el flanco occidental del anticlinal (Fig. 2), fue fundamentada por Mésigos (1953) sobre la base de diferencias litológicas que pueden ser explicados por variaciones faciales laterales dentro de una misma unidad. Ambas unidades están dominadas por areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada y areniscas finas y fangolitas subordinadas. Césari (1992) describe la sección de la Formación Retamo como caracterizada por areniscas con ondulitas de interferencia y linguoides seguido por areniscas gruesas a conglomerados finos con estratificación entrecruzada culminando con pelitas y areniscas subordinadas con abundantes restos de lingueloideos con valvas separadas (Bancos 7 y 8 de Mésigos 1953). El conjunto es interpretado como depositado en ambiente marino litoral (*nearshore*) a costero.

Usando similar criterio, se propone una equivalencia entre las Formaciones Mono Verde y Esquina Gris, esta última aflorante exclusivamente en el flanco oriental del anticlinal de Hoyada Verde (Fig. 2). Estas tres unidades (El Retamo, Mono Verde y Esquina Gris) poseen en común una posición estratigráfica similar con respecto a la infrayacente Formación Tres Saltos (Fig. 2). Es por lo tanto posible simplificar el esquema lito-estratigráfico del Paleozoico Superior del anticlinal de Hoyada Verde en tres intervalos: la parte basal dominada por depósitos glaciogénicos (Formaciones Hoyada Verde y El Paso = secuencia I), una sección intermedia (Formación Tres Saltos = parte inferior de la secuencia

II) predominantemente arenosa y una sección cuspidal (Formaciones El Retamo, Mono Verde y Esquina Gris = parte superior de la secuencia II) (Fig. 9).

Esta propuesta es consistente con la de López Gamundí y Rossello (1993: 104), los cuales, basados en observaciones propias y siguiendo la propuesta de López Gamundí y Amos (1986) y López Gamundí (1989), propusieron: «... la Formación Majaditas, cuyos afloramientos son prácticamente continuos con el extremo sur del anticlinal Hoyada Verde, muestra en su mitad basal niveles diamictíticos correlacionables con las Formaciones Hoyada Verde y El Paso junto con una evolución vertical que culmina en su mitad superior con litofacies muy similares a las correspondientes a la Formación Tres Saltos».

La falta de estudios de detalle en las Formaciones El Retamo, Mono Verde y Esquina Gris, y, en menor medida, en la Formación Tres Saltos, sumado a que los depósitos de las unidades mencionadas fueron depositados en zonas más proximales que los de la Formación

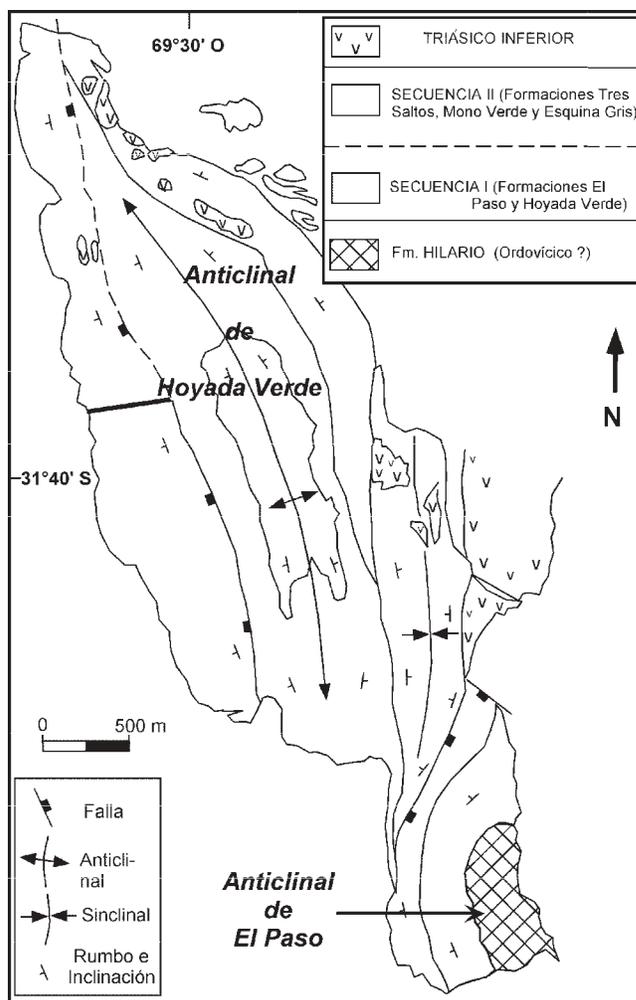


Figura 9: Propuesta de subdivisión estratigráfica para las unidades neopaleozoicas aflorantes en el anticlinal de Hoyada Verde y anticlinal de El Paso. Compárese con figura 2.

Majaditas, no permite definir con certeza un esquema estratigráfico secuencial interno para la secuencia II. Esto es marcadamente diferente a lo propuesto para la Formación Majaditas, en donde se diferencia claramente un cortejo transgresivo, un intervalo de máxima inundación y un cortejo de mar alto (Fig. 8).

Las paleocorrientes en depósitos de la Formación Hoyada Verde y Tres Saltos (Fig. 5) muestran claros componentes hacia el S y SO [ver González (1981), López Gamundí (1984) y López Gamundí y Martínez (2000) para la Formación Hoyada Verde; López Gamundí y Rossello (1993) y Milana y Banchig (1997) para la Formación Tres Saltos], sin mayor diferencia en las medidas tomadas en ambas unidades. Una orientación similar ha sido obtenida en las paleocorrientes de la Formación Majaditas (Fig. 6, ver también López Gamundí 2001). Esta información de paleocorrientes demuestra que en dirección N-S existía una clara relación proximal-distal para los afloramientos estudiados, si bien la orientación general de la línea de costa haya sido NNO-SSE con fuertes irregularidades.

Este esquema estratigráfico secuencial (Fig. 8) caracterizado por dos secuencias definidas por discontinuidades significativas y cuyos cortejos sedimentarios muestran características claramente diferenciadas puede ser extendido hacia el sur hasta los afloramientos de la Formación Agua de Jagüel. Las secuencias I y II propuestas en este trabajo han sido también identificadas en mayor detalle en los depósitos de la Formación Casa de Piedra (Banchig *et al.* 1997), aflorantes pocos kilómetros al norte de Barreal en la latitud de la población de Hilario. La sección aflorante ha sido subdividida en cinco Miembros (Banchig *et al.* 1997). El Miembro I se apoya en discordancia angular sobre sedimentitas ordovícicas de la Formación Portezuelo del Tontal y está constituido por una sucesión granodecreciente de diamictitas y pelitas con clastos glacimarinas equivalente al cortejo de mar bajo de la secuencia I. La sucesión glacimarina es seguida por el Miembro II de areniscas gradadas y lutitas con braquiópodos y gastrópodos correspondiente al cortejo transgresivo postglacial de la secuencia I. La base erosiva del Miembro III de conglomerados (cf. Fig. 1 de Banchig *et al.* 1997) es propuesta como el límite inferior de la secuencia II definida en esta contribución. La naturaleza granodecreciente del Miembro III se revierte a partir de la parte basal del Miembro IV suprayacente marcando el punto de inflexión o intervalo de máxima inundación de la secuencia II. Así establecida, la sucesión compuesta por el Miembro III y la parte basal del Miembro IV (hasta el intervalo de máxima inundación) sería equivalente a los cortejos de mar bajo y transgresivo y el resto de la columna (parte superior del Miembro IV y Miembro V), con un claro patrón granocreciente, es tentativamente asignado al cortejo de mar alto de la secuencia II.

Este tipo de análisis estratigráfico-secuencial constituye una herramienta útil en el estudio de áreas como la

analizada en esta contribución con esquemas bioestratigráficos de baja resolución, permitiendo la integración de diversos perfiles a partir del reconocimiento de discontinuidades e intervalos de inundación de valor cronoestratigráfico.

Conclusiones

Se propone un esquema estratigráfico-secuencial para las unidades neopaleozoicas de la cuenca Calingasta-Uspallata expuestas en el flanco occidental de la Precordillera sanjuanina, tomando como referencia la Formaciones Majaditas, aflorante a la latitud del Barreal del Leoncito y las Formaciones El Paso/Hoyada Verde y Tres Saltos, aflorantes en el anticlinal de Hoyada Verde al este de la población de Barreal.

Se han diferenciado dos secuencias:

1) La secuencia I, limitada por una discordancia angular que pone en contacto el basamento pre-carbonífero con conglomerados y/o diamictitas glacimarinas correspondientes al relleno basal de la cuenca y es interpretada como una cuña de mar bajo. Las pelitas postglaciales en las Formación El Paso/Hoyada Verde y pelitas y areniscas finas en la Formación Majaditas forman el cortejo transgresivo suprayacente de esta secuencia. En la Formación Hoyada Verde los depósitos glacimarininos culminan con un pavimento de bloques estriados, que indica la máxima expansión de abrasión glacial en la plataforma. Los depósitos del cortejo transgresivo han sido truncadas por erosión. Dicha superficie erosiva separa la secuencia I de los de la secuencia II y es coincidente con el contacto entre las Formaciones Hoyada Verde/El Paso y Tres Saltos en el anticlinal de Hoyada Verde y entre los Miembros Diamictítico y Rojo I de la Formación Majaditas aflorante pocos kilómetros al sur.

2) La secuencia II se inicia con areniscas gruesas y conglomerados que apoyan en discordancia erosiva sobre fangolitas y areniscas finas de la secuencia I. Este marcado cambio indica una significativa caída relativa del nivel del mar evidenciada por un drástico traslado de facies más someras hacia el centro de la cuenca. Este relleno grueso basal (parte basal de la Formación Tres Saltos y Miembro Rojo I de la Formación Majaditas) es seguido por parasecuencias con arreglo retrogradacional (cortejo transgresivo) seguidas por parasecuencias con arreglo progradacional (cortejo de mar alto).

Este esquema estratigráfico-secuencial propuesto puede ser ampliado a sectores vecinos de la cuenca y tiende a simplificar la abundante nomenclatura litoestratigráfica. Se propone consecuentemente incluir a la Formación Hoyada Verde/El Paso y la parte inferior de la Formación Majaditas (Miembros Basal y Diamictítico) en la secuencia I. Tentativamente se propone incluir los Miembros I y II de la Formación Casa de Piedra (cf. Banchig *et al.* 1997) en esta misma se-

cuencia. La presencia de rasgos glaciales en la Formación Leoncito y parte basal de las Formaciones Ansilta y Agua de Jagüel sugieren también su inclusión en esta secuencia. El resto de la Formación Majaditas (Miembros Rojo I, Areniscas y Pelitas Moteadas, Rojo II y Superior) y las Formaciones Tres Saltos, Mono Verde, Retamo y Esquina Gris (éstas últimas cuatro unidades posiblemente equivalentes) en el anticlinal de Hoyada Verde son incluidas en la secuencia II. Tentativamente, los Miembros III, IV y V de la Formación Casa de Piedra y la parte superior de las Formaciones Ansilta y Agua de Jagüel pueden ser incluidas en la secuencia II del esquema propuesto en este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J. and López Gamundí, O.R., 1991. Late Paleozoic tillites and diamictites of the Calingasta-Uspallata and Paganzo basins. In: M.Hambrey and W.Harland (editors) *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, Cambridge University Press, 859-868
- Amos, A. J. y Rolleri, E., 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata, San Juan-Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras, 368. Buenos Aires,
- Archangelsky, S., Azcuy, C. L. González, C. R. y Sabattini, N., 1987. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 293-300. Córdoba.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R., 1987. Diastrofismo. En: Archangelsky, S. (Ed.) El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 239-251. Córdoba.
- Bard, B., Hamelin, R.G. and Fairbanks, R., 1990. U-Th obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346: 456-458.
- Banchig, A., Milana, J.P. y Lech, R.R., 1997. Formación Casa de Piedra, una nueva unidad Paleozoica Glacimarinina en la Sierra de Tontal, Precordillera occidental, San Juan. Segundas Jornadas de Geología de Precordillera (San Juan, 1997), Actas 1: 16-21.
- Bercowski, F., 1998. Litofacias y estratigrafía de la Formación Majaditas (Neopaleozoico), Sierra de Barreal, Precordillera, San Juan, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso de Geología Económica, Actas, vol. 1: 249-254.
- Bercowski, F., Loperena, C., Moreno, M. y Vallecillo, G., 1997. Características litofaciales de la F.Majaditas (Neopaleozoico), Precordillera Occidental de San Juan, II Jornadas de Geología de la Precordillera (San Juan), Actas, pp. 104-109.
- Brown, L.F. and Fisher, W.L., 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 26, 213-248.
- Carrizo, H., 1992. Estudios de mega y microflora en la Formación El Retamo, subcuenca Calingasta-Uspallata, provincia de San Juan. *Acta Geológica Lilloana* 17:1290-142. Tucumán.
- Carrizo, H. y Fasolo, Z., 1999. Estudios de Megaflora de la Formación Ansilta (Carbonífero superior), provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 36(4), Suplemento: 30R-31R.
- Césari, S. N., 1992. Fósiles de la Formación El Retamo (Carbonífero), Sierra de Barreal, Provincia de San Juan, Argentina. VIII Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial N 2, 41-44, Buenos Aires.
- Césari, S.N. and Gutiérrez, P.R., 2001. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology*, 24: 113-146.
- Cisterna, G. A. 1997. Taxonomía y Paleoecología de los Rhynchonellida, Spiriferida y Strophomenida (Brachiopoda) del Paleozoico tardío de las cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata, provincias de La Rioja y San Juan. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba. Inédito.
- Curry, J. R., 1964. Transgressions and regressions. En: R. L. Miller (editor), *Papers in Marine Geology, Shepard Commemorative volume*: MacMillan Press, New York, p. 175-203.
- De Rosa, L.A., 1983. Sedimentitas continentales del Carbónico inferior en el flanco occidental de la Precordillera, Dto. Calingasta-Pcia de San Juan. *Revista Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 14 (3-4):51-69, Buenos Aires.
- Emery, D. and Myers, K. J. (editores), 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., London, 297 p.
- Fisher, A. G., 1961. Stratigraphic record of transgressing seas in the light of sedimentation on the Atlantic coast of New Jersey. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 45: 1656-1666.
- Fisher, W.L., and McGowen, J.H., 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to the occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association Society Transactions*, 17: 105-125.
- Furque, G. y A. Cuerda, 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Tomo I: 455-523. Córdoba.
- Furque, G. y A. Cuerda, 1984. Estilos tectónicos de la Precordillera. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II: 358-370. Bariloche.
- Galloway, W. E., 1989 Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 73, p. 125-142.
- González, C. R., 1981. Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 36: 262-266.
- González, C. R. 1993. Late Paleozoic Faunal Succession in Argentina. *Compte Rendus XII ICC-P*, 1, 537-550.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C. (editores), *Sea level Changes - an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 42, p. 71-108.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D., McIntyre, A, Mix, A., Morley, J., Pisias, N., Prell, W. and Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate support from a revised chronology of the marine d 18O record. In: A.L. Berger et al. (editores) *Milankovitch and climate*, Dordrecht, Reidel, 1, p. 269-305.
- Keidel, J. and Harrington, H. J., 1938. On the discovery of Lower Carboniferous Tillites in the Precordillera of San Juan, Western Argentina. *Geological Magazine*, 103-129.
- López Gamundí, O.R., 1984. Origen y Sedimentología de las diamictitas del Paleozoico Superior (con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires.
- López Gamundí, O. R., 1986. Turbiditas en la sección basal de la Formación Ansilta, Paleozoico superior de la Precordillera Occidental, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2): 106-116.
- López Gamundí, O. R., 1989. Postglacial transgressions in Late Paleozoic basins of western Argentina: a record of glaciostatic sea level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 71: 257-270.
- López Gamundí, O. R., 1990. Mecanismos de formación, registro sedimentario y jerarquía estratigráfica de las transgresiones postglaciales en secuencias neopaleozoicas de la República. Aca-

- demia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Buenos Aires, Actas, v. 42, p. 165-182.
- López Gamundí, O.R., 1991. Thin-bedded diamictites in the glaciomarine Hoyada Verde Formation (Carboniferous), Calingasta-Uspallata Basin, western Argentina: a discussion on the emplacement conditions of subaqueous cohesive debris flows. *Sedimentary Geology*, 73: 247- 256.
- López Gamundí, O. R., 2001. La Formación Majaditas (Carbonífero), flanco occidental de la Precordillera Sanjuanina: litoestratigrafía y facies. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, vol. 8 (2): 57-85.
- López Gamundí, O. and Martínez, M., 2000. Evidence of glacial abrasion in the Calingasta-Uspallata and western Paganzo basins, mid-Carboniferous of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 145-165.
- López Gamundí, O. y Rossello, E. A., 1993. La fase Atacama y los movimientos intracarboníferos en las cuencas neopaleozoicas del oeste de Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Actas, III, pp. 100-106. Mendoza.
- López Gamundí, O. y Rossello, E. A., 1995. Pavimento glacial en la Formación Leoncito (Carbonífero), Precordillera occidental, San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 50: 35-39. Buenos Aires.
- López Gamundí, O. R., Álvarez, L., Andreis, R., Espejo, I., Fernández Seveso, F., Kokogian, D., Legarreta, L., Limarino, C. O. y Sessarego, H.L., 1989. Cuencas Intermontanas (Intermontane basins). En: G.Chebli y L.Spalletti (editores), *Cuencas Sedimentarias, Serie Correlación Geologica No6*, Universidad de Tucumán, p.123-267.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R and Baum, G. R., 1988. Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C., (editores), *Sea-level Changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 183-213.
- Martínez, M., Cisterna, G.A. and Simanuskas, T., 1998. Sedimentary evolution and biostratigraphic framework of Carboniferous glaciation in Barreal Hill, Calingasta-Uspallata basin. VII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes, p. 91. Bahía Blanca.
- Manceñido, M.O., 1973. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte I: Introducción y estratigrafía. *Ameghiniana*, 10:153-235.
- Mésigos, M. G., 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral "Sierra de Barreal" (Provincia de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8: 65-100.
- Milana, J. P. y Banchig, A. L., 1997. El ordenamiento del Grupo San Eduardo (Carbonífero) en la Sierra de Barreal, San Juan, y reinterpretación de su ambiente de depositación. II Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan, Actas, pp. 110-115.
- Mitchum, R. M. Jr. and Van Wagoner, J. C., 1991. High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: 135-144.
- Posamentier, H. W. and Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C. (editores), *Sea level Changes - an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42*, p. 125-154.
- Quartino, B. J., Zardini, R. y Amos, A. J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía N° 1, 46 pp. Buenos Aires.
- Sessarego, H.L., 1983. La posición estratigráfica y edad del conglomerado atribuido a la Formación del Salto, Río San Juan, provincia de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 38:494-497.
- Sessarego, H. L. and Césari, S. N., 1989. An Early Carboniferous flora from Argentina. *Biostratigraphic implications. Paleobot.Palynol. Review*, 57: 247-264.
- Taboada, A.C., 1989. La fauna de la Formación El Paso, Carbónico inferior de la precordillera sanjuanina. *Acta Geológica Lilloana*, 17: 113-129.
- Taboada, A. C. 1997. Bioestratigrafía del Carbonífero marino del valle de Calingasta-Uspallata, provincias de San Juan y Mendoza. *Ameghiniana*, 34 (2), 251-246.
- Tesson, M., Posamentier, H. W. and Gensous, B., 2000. Stratigraphic organization of Late Pleistocene Deposits of the Western Part of the Golfe du Lion Shelf (Languedoc Shelf) , Western Mediterranean Sea, Using High-Resolution Seismic and Core Data. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 84(1): 119-150.
- Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. In: A. W. Bally (ed.) *Atlas of Seismic Stratigraphy*, vol I. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, 27, 1-10.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr. and Thompson, S. III, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: C. E. Payton (editor), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 26, pp. 83-97.
- Vail, P. R., Audermard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Pérez-Cruz, G., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation: an overview. In: A. Seilacher and G. Eisner (editores), *Cycles and Events in Stratigraphy, II*. Springer-Verlag, pp. 617-659.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. and Rhamanian, V. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration*, N 7, Tulsa, 55 p.
- Vergel, M., Carrizo, H. A. y Martínez, M., 1999. Registros paleoflorísticos en la Formación Majaditas (Carbonífero superior), Precordillera de San Juan, Argentina. *Reunión Asociación Paleontológica Argentina, San Miguel de Tucumán*.
- Zöllner, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. Zona de Barreal. *Revista de la Asociación Geológica*

Recibido: 2 de enero, 2002

Aceptado: 14 de abril, 2003