

PETROLOGÍA Y EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA DE LAS FACIES SILICOCLASTICAS DEL GRUPO SIERRAS BAYAS, SISTEMA DE TANDILIA, ARGENTINA

Lucía E. GÓMEZ PERAL, María Sol RAIGEMBORN y Daniel G. POIRÉ

Centro de Investigaciones Geológicas - CONICET - FCNyM (UNLP), Calle 1 # 644 - La Plata, Argentina.
lperal@cig.museo.unlp.edu.ar; msol@cig.museo.unlp.edu.ar; poire@cig.museo.unlp.edu.ar

Resumen: El estudio de las características petrológicas y microfaciales de las unidades silicoclasticas marinas del Neoproterozoico del Grupo Sierras Bayas, (en orden estratigráfico ascendente: formaciones Villa Mónica, Cerro Largo y Olavarría), se presenta en este trabajo con la finalidad de evaluar la evolución e importancia de los controles producidos durante los regímenes eodiagenético, mesodiagenético y telodiagenético. En la sección basal de la Formación Villa Mónica (800-900 Ma) se reconoce entre los componentes producidos durante el régimen eodiagenético, la presencia de caolinita, esmectita, clorita, ópalo y/o chert, goethita y hematita. Durante la mesodiagénesis se originaron interestratificados de illita-esmectita (con alta proporción de illita ~70%), cementos cuarzosos y recristalización de cementos silíceos generados en el régimen eodiagenético. A mayores profundidades se habría favorecido el crecimiento autigénico de illita, formación de estilolitas y de contactos suturados, disolución y reemplazo de cementos cuarzosos por hematita y calcita, como así también se infiere la transformación de caolinita a illita. Esto último indica que la unidad habría alcanzado el equilibrio a profundidades de 5 km o mayores y temperaturas elevadas (>150°C). Luego, esta unidad fue expuesta a la telodiagénesis, reflejado por la degradación de argilominerales, formación de caolinita y esmectita en los niveles pelíticos y por el desarrollo de una superficie cárstica en las dolomías del tope de la formación. La evolución de la diagénesis en las areniscas de la Formación Cerro Largo se inicia con productos de la eodiagénesis vinculada a un ambiente marino de condiciones reductoras con la formación de pirita, esmectita y glauconita. Luego, durante la mesodiagénesis el cemento predominante fue el cuarzosos, con fuente de sílice externa y la esmectita fue transformada en interestratificados de illita-esmectita (con moderada esmectita ~50-40%), sumado al crecimiento autigénico de illita. Tales evidencias permiten inferir que esta unidad habría alcanzado un régimen meosodiagenético profundo (<4 km de profundidad y temperatura <120°C), aunque menor que el observado en la unidad subyacente. La posterior exhumación de estas rocas favoreció las alteraciones telodiagenéticas como la caolinitización, formación de esmectita y degradación de los interestratificados de illita-esmectita. El cuarzo fue disuelto y reemplazado por una asociación de cementos de hematita-goethita-calcedonia, vinculados, desde el punto de vista diagenético, a condiciones subsuperficiales. En las pelitas de la Formación Olavarría los rasgos diagenéticos indican que las mismas fueron afectadas por una mesodiagénesis temprana, donde se destaca el crecimiento autigénico de illita en la matriz arcillosa. Se observa también la preservación de rasgos eodiagenéticos, como escasa deformación de la matriz, predominio de fábrica flotante (abierta), formación de concreciones de calcita de posible origen microbiano, concreciones estratales multiepisódicas de hematita y venillas de

ópalo. Este estudio permite señalar la existencia de una marcada diferencia en el grado de enterramiento y modificación diagenética registrados en las facies silicoclásticas inferiores con respecto a las suprayacentes del Grupo Sierras Bayas, cuyo espesor total es actualmente inferior a los 200 m. Por lo tanto, se sugiere que la sección inferior habría sido exhumada y fuertemente erodada con la pérdida de parte del registro rocoso, por lo que la discordancia que las separa representaría un lapso temporal importante.

Palabras clave: microfacies silicoclásticas, diagénesis, Neoproterozoico, Sistema de Tandilia, Argentina.

EXTENDED ABSTRACT

The Neoproterozoic sedimentary sequences of the Tandilia System Basin are represented in the Olavarría area by interstratified shallow marine, silicoclastic and carbonate units comprising, from oldest to youngest, for the Villa Mónica, Cerro Largo and Olavarría formations of the Sierras Bayas Group (Fig. 1). These almost undeformed and unmetamorphosed siliciclastics sedimentary units allowed studying the different diagenetic regimes due to the preservation of postdepositional features and, also, of many depositional and eodiagenetic ones.

In the study area de Sierras Bayas Group is composed of the Villa Mónica (conglomerates, sandstones, shales and dolostones), Cerro Largo (chert breccias, quartz-sandstones and siltstones), Olavarría (mudstones) and Loma Negra (limestones) Formations with a thickness up to 185 m (Figs. 2 and 3; Iñiguez, *et al.*, 1989; Poiré, 1987a, 1993; Gómez Peral, 2008).

The siliciclastics facies of the Sierras Bayas Group are composed of conglomerates, sandstones and mudstones, represented in the basal section of the Villa Mónica Formation and the Cerro Largo and Olavarría formations (Fig. 4).

The objective of the present study was to reveal the sequence of diagenetic processes represented in the silicoclastic facies from a detailed petrological analysis. It included the recognition of the allogenic and authigenic components, the characterization of the diagenetic microfabrics (chemical and compactational), the definition of microfacies and the interpretation of the postdepositional burial history from the determination of paragenetic sequences. Besides, a revision of the classical depositional facies chart was performed.

Considering that different factors may influence the diagenesis of sediments at different times during its evolution (Kantorowicz, 1985), the general controls on diagenesis include the depositional mineralogy, the depositional-water chemistry, the change in pore fluid composition, the inferred burial pressures and the temperatures and subaerial exposure.

From the lithofacial analysis we remark the presence of some facies with potential glacial origin here described as laminated gravelly mudstone (Fig. 5; facies FGh) in the basal section of the Villa Mónica Formation and the “Colombo” diamictite (Fig. 6; Ds) in the base of the Cerro Largo Formation. Other interesting level is present in the base of the Olavarría Formation where we recognized an intraformational conglomerate (Fig. 6; facies MCh) likely associated with a volcanic arc affinity by geochemical data (Zimmerman *et al.*, 2011).

The quartz-arkosic facies of the lower section of the Villa Mónica Formation can be separated in three petrofacies according with its detrital mineralogy: i) subarkosic sandstones (arenites and wackes) at the base; ii) lithic and sublithic sandstones rich in polycrystalline quartz (arenites and wackes) in the middle part and iii) quartz sandstones in the upper section (Table 1 and Fig. 7).

A detailed analysis of the microfacies allowed the interpretation of the interaction of diagenetic processes with sediments during an important geological time interval (Tables 2, 3 and Figs. 8, 9 and 10). In the same sense, the identification of diagenetic facies permitted the differentiation of sections of the succession characterized by different diagenetic modifications. Clay minerals were analyzed since illite crystallinity, identification of interstratified illite/smectite and its smectite proportion help to assess the relative depth of burial reached for these sedimentary rocks.

The main detrital and authigenic components, as well as the definition of their microstructures, allowed identifying 25 microfacies in the silicoclastic section of the Villa Mónica Formation (Table 2) and the interpretation of the evolution of the processes occurred during the different diagenetic regimens. The eodiagenetic regime involved degradation of K-feldspars to kaolinite, smectite, cementation with opal and hematite, as the result of the interaction with meteoric waters between surface and shallow burial depths. Subsequently, basinal brines controlled the diagenetic evolution of the sandstones and resulted in the initial transformation of smectite into interstratified illite-smectite, precipitation of quartz overgrowths, and recrystallization of siliceous cements. During further burial the most important alterations included transformation of interstratified illite-smectite in ordered type (R1) containing 70-80% of illite in relation with authigenic growth of illite; scarce authigenic chlorite as replacement of biotite and amphibole, illitization of kaolinite (inferred), pervasive stylolitization added to the formation of sutured contact grains, and later with hematite replacements and late calcite cements. All these features indicate an equilibrium of the fluids with very deep burial and high temperatures (Fig. 11; > 5 km and >150°C). An important uplift is registered related to a period of intense erosion and weathering with the generation of a karstic surface on top of dolostones of the Villa Mónica Formation which constitutes a telodiagenetic surface. This important unconformity was situated in 595 Ma according to paleomagnetic studies, (Rapallini *et al.*, 2008) and was characterized by dedolomitization, intense dissolution and precipitation of goethite, hematite, chert and calcite, which produce a typical reddish to pink coloration (Gómez Peral, 2008).

Sandstones of the Cerro Largo Formation were divided in two petrofacies (Table 1; Fig. 7); the quartzose lower one is mostly composed of monocrystalline quartz with low proportion of matrix (< 10%), very scarce polycrystalline quartz, chert and mudstone intraclasts. The analysis of detrital and diagenetic mineralogy, and the different microstructures allowed the recognition of 5 microfacies (Table 3). The diagenetic evolution of this unit began with eodiagenetic processes related to the formation of euhedral pyrite, infiltration of smectite, authigenic glauconite and chert cementation. The most important mesodiagenetic modifications

included quartz cementation, which complete the pore-filling, followed of partial dissolution of quartz and replacement by subhedral hematitic cement. Progressive burial drove the transformation of detrital and eodiagenetic smectite, first into poorly and then into better-ordered, mixed-layer illite/smectite (I/S). In the Cerro Largo Formation the I/S reaches a low ordered (R0) containing near of 40-50% of illite, added to the authigenic generation of illite with crystallinity index typical of diagenetic zone. Furthermore, these features can be related to a middle-deep mesodiagenesis (Fig. 11; ≤4 km and ≤ 120°C). However, this process was restricted to intercalated mudstones with clayminerals. Sparse stylolites and tangential to planar grain contacts are the most conspicuous chemical compaction indicators. Uplift and incursion of meteoric waters constrained the telodiagenetic alterations including kaolinitization and smectite generation as well as degradation of mixed-layer illite/smectite which increment their smectite proportion. One prominent telodiagenetic products in this quartz-sandstones was the dissolution of quartz cements in presence of pervasive fluids and its replacement by hematite, goethite and chalcedony. In the mudstones levels the presence of a clay association of smectite, kaolinite and pyrofillite was related to an advanced argillic alteration due to possibly hydrothermal influence.

One of the most important inferences was the recognition of different burial diagenetic histories in the siliciclastic units of the lower part of the Sierras Bayas Group (lower section if the Villa Mónica Formation) respect to the upper successions (Cerro Largo and Olavarría formations) which implies that the discordance on top of the Villa Mónica Formation could represent a long period of erosion and subaerial exposure.

Keywords: silicoclastic microfacies, diagenesis, Neoproterozoic, Tandilia System, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La diagénesis de sedimentitas silicoclásticas en secuencias tanto marinas como continentales ha sido motivo de estudio de numerosos investigadores (Kantorowickz, 1985; Scasso y Limarino, 1997; Morad, *et al.*, 2000; Worden y Morad, 2000; Worden y Burley, 2003) indicando que la distribución espacio-temporal de las alteraciones diagenéticas en este tipo

de secuencias es controlada por un complejo conjunto de parámetros que intervienen durante diferentes etapas como la eodiagenesis, la mesodiagenesis y la telodiagenesis (Morad *et al.*, 2000; Worden y Morad, 2003; Salem *et al.*, 2005; Harris, 2006; Lee y Lim, 2008; entre otros).

Desde el punto de vista litoestratigráfico las sucesiones neoproterozoicas de la cuenca de Tandilia, en el área de Olavarría (Fig. 1), están integradas por el Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez, 1979; Poiré, 1993) con las formaciones Villa Mónica (dolomías, conglomerados, areniscas y pelitas; Poiré, 1993), Cerro Largo (brechas de ftanita, cuarcitas; Poiré, 1993), Olavarría (pelitas; Andreis *et al.*, 1996) y Loma Negra (calizas; Borrello, 1966). En contacto discordante se dispone por encima la Formación Cerro Negro (margas, areniscas finas y pelitas; Iñiguez y Zalba, 1974).

Cabe señalar que la mayoría de las investigaciones, habían profundizado sobre las características sedimentológicas y paleoambientales (cf. Iñiguez *et al.*, 1989; Poiré 1987a, 1993; Poiré y Gaucher, 2009), no existiendo estudios de detalle exhaustivos sobre los procesos post-depositacionales que acontecieron en la zona de estudio. Es de destacar asimismo que el avance del conocimiento de tales procesos puede contribuir en varios aspectos al desarrollo de la minería de la región de Olavarría.

Existe toda una historia para ser contada a partir de los procesos ocurridos luego de su depositación; es decir durante la diagénesis. Es durante esta etapa que un sedimento es convertido en una roca consolidada y donde tienen lugar diversos procesos como compactación, recristalización, disolución, reemplazo, autigénesis y cementación. Los mismos comienzan inmediatamente después de producida la depositación y continúan hasta llegar al campo del metamorfismo a temperaturas no mayores a los 200°C y presiones equivalentes al gradiente geotérmico correspondiente. Se puede hacer una distinción entre eventos diagenéticos tempranos, que tienen lugar entre la sedimentación y el enterramiento somero, y los tardíos que ocurren durante el enterramiento profundo y subsiguiente levantamiento tectónico.

Para llevar a cabo el estudio diagenético y dada la heterogeneidad de las facies silicoclásticas que caracterizan al Grupo Sierras Bayas, en este trabajo se desarrollaron análisis petrográficos de detalle y sistemáticos para establecer las diferentes petrofacies y microfacies y proponer los estados

evolutivo-diagenéticos. De esta manera, los estudios petrográficos han permitido determinar las composiciones mineralógicas de las distintas fracciones granulométricas, abundancias relativas y atributos propios de las rocas (por ejemplo microestructuras sedimentarias, materia orgánica, fosfatos, piritita y/o glauconita).

La gran importancia que tienen los resultados aquí presentados radica en el conocimiento e interpretación de los procesos diagenéticos que han actuado en el transcurso de un rango de tiempo geológico muy amplio sobre las rocas del Grupo Sierras Bayas, que constituyen el área sedimentaria más antigua del país y que conserva los primeros signos de actividad biológica en los mares precámbricos de la región.

El objetivo del presente trabajo fue caracterizar desde el punto de vista petrológico, mediante la utilización de diferentes métodos de laboratorio, a los componentes detríticos y diagenéticos de las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas (formaciones Villa Mónica, Cerro Largo y Olavarría), a fin de delinear la historia diagenética que sufrió esta sucesión neoproterozoica en el área de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Asimismo, se analizaron los diferentes factores que controlaron la evolución diagenética de cada unidad.

Asimismo, los resultados de esta investigación permitieron confrontar la información sobre los procesos pre- y sindepositacionales con aquellos rasgos producto de procesos postdepositacionales, obteniendo así una visión amplia e integrada de la formación y evolución geológica del sector noroccidental del Sistema de Tandilia.

GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

El Sistema de Tandilia es un cinturón orográfico de 350 km de longitud que se extiende con orientación NO-SE en el sur de la provincia de Buenos Aires (Fig. 1a). La cubierta sedimentaria precámbrica del sector noroeste de Tandilia, zona de Olavarría (Fig. 1a), está conformada por un conjunto de unidades litoestratigráficas compuestas de una amplia gama de rocas sedimentarias silicoclásticas y carbonáticas (Poiré y Spalletti 2005; Gómez Peral, 2008; Poiré y Gaucher, 2009). En la zona de estudio (Fig. 1b), las sucesiones neoproterozoicas incluidas en el Grupo Sierras Bayas, están compuestas por las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo, Olavarría y

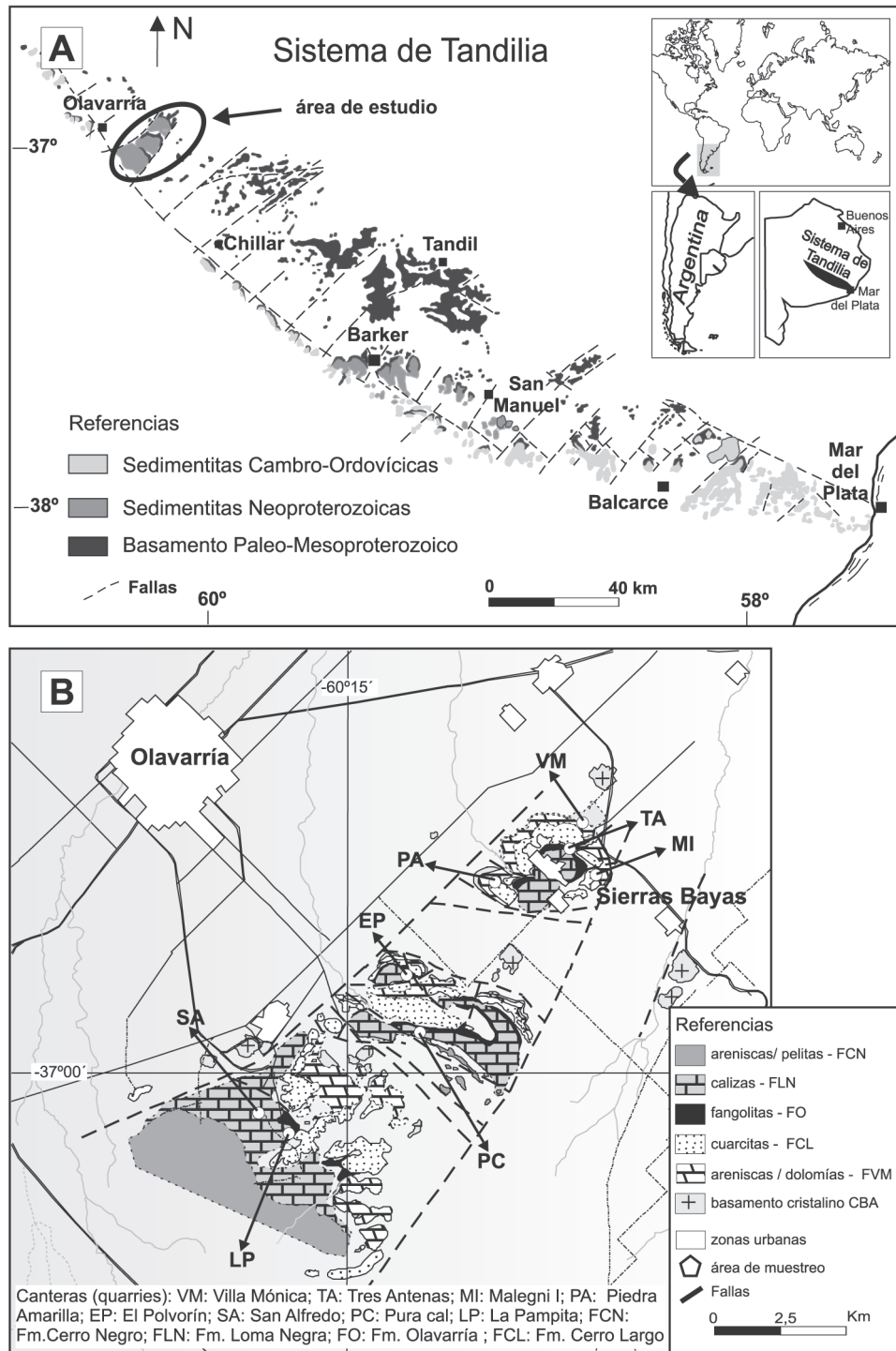


Figura 1. a) Estratigrafía general y distribución de los afloramientos del Sistema de Tandilia y ubicación del área de estudio. b) Mapa geológico-estructural de las Sierras Bayas en el área de estudio, partido de Olavarría (Sector NO del Sistema de Tandilia); modificado de Iñiguez (1999).

Figure 1. a) Study area in the Tandilia System (Buenos Aires province, Argentina). b) Geological-structural map of the Sierras Bayas, Olavarría region (NW part of the Tandilia System after Iñiguez (1999).

Loma Negra, y por encima de este grupo se dispone discordantemente la Formación Cerro Negro. Estas unidades fueron asimismo asignadas a diferentes paleoambientes y secuencias depositacionales (Iñi-

guez, *et al.*, 1989; Poiré, 1993; Poiré y Spalletti, 2005; Fig. 2).

En el área de estudio el Grupo Sierras Bayas alcanza un espesor máximo de 185 m (Gómez Peral,

2008). En trabajos anteriores se reconocieron dos importantes discordancias ubicadas en el contacto entre las formaciones Villa Mónica y Cerro Largo y otra en el techo de la Formación Loma Negra (Fig. 3; Iñiguez, *et al.*, 1989; Poiré, 1987a, 1993; Gómez Peral, 2008). Esta última constituye el límite superior del Grupo Sierras Bayas y fue denominada superficie Barker, a la que se le ha dado una connotación regional por su correlación con superficies discordantes representadas en Uruguay, Brasil, Sudáfrica y Namibia (Poiré *et al.*, 2007; Gaucher y Poiré, 2009a; Praekelt *et al.*, 2008). Estos autores atribuyen el origen de esta paleosuperficie a un importante descenso del nivel del mar, el cual podría vincularse a un período de glaciación que afectó al margen SO de Gondwana en el Neoproterozoico superior. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ registrados por debajo de la superficie Barker indican una anomalía de carácter regional la cual ha sido vinculada a una probable intervención de fluidos meteóricos o bien a un descenso importante de la temperatura. Sin embargo, los resultados de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ indican que la segunda explicación sería la más apropiada (Gómez Peral *et al.*, 2010a).

Es importante destacar la presencia de una superficie cárstica en el techo de la Formación Villa Mónica relacionada a erosión y meteorización intensas sobre las dolomías del tope de esta unidad, la cual fue caracterizada como una superficie telodiagenética (Gómez Peral, 2008) y que fue situada en los 595 Ma por datos de paleomagnetismo (Rapallini *et al.*, 2008). En esta discordancia se han descrito procesos de dedolomitización, con fuerte disolución y precipitación de cementos como goethita, hematita, chert y calcita, los cuales le otorgan una coloración rojiza a rosada intensa (Gómez Peral, 2008). Por otra parte, los contactos entre las formaciones Cerro Largo-Olavarría y Olavarría-Loma Negra son de tipo transicional y neto, respectivamente, reconociéndose cambios en las condiciones ambientales y del tipo litológico correspondiente (Fig. 2).

Dadas las características de la cuenca de Tandilia, para el momento de la depositación del Grupo Sierras Bayas, se estima que la velocidad de sedimentación habría sido baja, por lo que se observan espesores reducidos con cambios litológicos importantes y en consecuencia desarrollo de secuencias de tipo condesadas asociadas a un margen de cuenca (Gaucher *et al.*, 2005).

De acuerdo a lo propuesto por Poiré y Spalletti

(2005) la Formación Las Águilas sería el equivalente a la Formación Olavarría, en el área de Olavarría. En este sentido, nuevos datos de edades de circones detríticos reafirman esta correlación (R. Frey y C. Gaucher *com. pers.*). Por otra parte, Zalba *et al.* (2007) dieron a conocer un evento telodiagenético en la Formación Las Águilas, en el área de Barker, el cual fue referido a una edad Pérmica, en función de una edad K-Ar en cristales de alunita de 254 ± 7 Ma.

Los datos geocronológicos conocidos hasta principios de la década del 90 son, en algunos casos, poco consistentes con las interpretaciones más recientes. En la actualidad se ubica a todo el conjunto estratigráfico en un rango temporal muy amplio que abarca entre los 800-900 Ma (Poiré, 1987a; Gómez Peral, *et al.*, 2007; Gómez Peral, 2008) para la parte inferior del Grupo Sierras Bayas, y alrededor de los 560-543 Ma para la parte superior del mismo. El último intervalo temporal surge de la presencia de *Cloudina* cf. *C. riemkeae* y datos isotópicos de C y Sr (~ 580 Ma) en la Formación Loma Negra (Gómez Peral *et al.*, 2007; Gaucher *et al.*, 2005, 2009; Gaucher y Poiré, 2009b). Los análisis de isótopos de ^{13}C en las dolomías de la Formación Villa Mónica permiten inferir su posible ubicación en la curva temporal cerca de los 800 Ma (Gómez Peral, *et al.*, 2007; Gómez Peral, 2008), dichos resultados fueron considerados primarios o en equilibrio con el mar de ese espacio temporal (A.J. Kaufman *com. pers.*). Por este motivo, la edad previamente establecida por el análisis morfológico de los estromatolitos de las dolomías (Poiré, 1987a,b) sigue siendo hasta el presente la más concordada.

En relación a la procedencia de las unidades aquí tratadas, y sobre la base de dataciones U-Pb en circones detríticos obtenidas por Rapela *et al.* (2007) y Gaucher *et al.* (2008a), se determinó que la proveniencia de la Formación Villa Mónica es fundamentalmente del Complejo Buenos Aires (Paleoproterozoico). En contraste con ello, Gaucher *et al.* (2008a) determinaron una proveniencia de diferentes áreas fuentes de edades arqueanas, paleo- y mesoproterozoicas para la Formación Cerro Largo.

Otro estudio reciente a partir de análisis geoquímicos indica asimismo que la composición de la Formación Villa Mónica es típica de corteza continental alcalina con aporte detrítico proveniente del basamento cristalino (Complejo Buenos Aires) ligado a un transporte relativamente corto. Para la Formación Cerro Largo, el grado de retrabajo resulta

Secuencia deposicional	Formación	Asociación de facies	Contenido fósil	Espesor	Paleoambiente	Edad
La Providencia	Cerro Negro	<i>brecha chert</i> -fosforitas margas Intercalaciones heterolíticas	Skolitos, acritarcos	+150 m	Marino somero transgresivo a planicie de marea	Ediacarano
superficie Barker						
Villa Fortabat	Loma Negra	Asociación de facies de mudstones micríticos	<i>Cloudina</i> , trazas fósiles	24-42 m	Rampa carbonática evoluciona a plataforma carbonática restringida o albúfera	590-580 Ma (Gómez Peral <i>et al.</i> , 2007) 560-543 Ma (Gaucher y Poiré, 2009)
Diamante	Olavarría	Asociación de facies pelíticas	-	+/- 30 m	Cortejo transgresivo en la base. Influencia de mareas y depósitos de tormenta	-
Malegni	Cerro Largo	Asociación de facies de arenitas cuarzosas	Biopelículas	+/-25 m	Planicie arenosa subtidal	-
		Asociación de facies de areniscas y pelitas	Trazas fósiles, acritarcos	15-22 m	Marino de mar alto a bajo. Plataforma estable	-
superficie Piedra Amarilla						
Tofoletti	Villa Mónica	Asociación de facies dolomíticas	Estromatolitos, acritarcos	36-52 m	Plataforma estromatolítica-supramareal	800-900 Ma (Poiré, 1987) 800 Ma? (Gómez Peral <i>et al.</i> , 2007) Rb/Sr 793 Ma (Cingolani y Bonhome, 1988)
		Asociación de facies de areniscas y conglomerados	Skolitos, acritarcos	22 m	Marino litoral estable pasa a profundo	-
Complejo Buenos Aires - Basamento ígneo - metamórfico						Paleoproterozoico

Figura 2. Cuadro estratigráfico y secuencial de la cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. Se resumen las principales características de las asociaciones de facies e interpretaciones paleoambientales del Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro, según las propuestas de Poiré y Spalletti (2005), Gaucher *et al.* (2005) y Gómez Peral *et al.* (2007).

Figure 2. Stratigraphic and sequential chart of the Precambrian-Paleozoic sedimentary cover of Tandilia System. Main features of the facies associations and paleoenvironmental interpretations of the Sierras Bayas Group and Cerro Negro Formation are summarized following the proposals of Poiré y Spalletti (2005), Gaucher *et al.* (2005), Gómez Peral *et al.* (2007).

mucho más acentuado y los análisis de elementos traza indicaron un aporte principal a partir de un cratón antiguo (Zimmermann *et al.*, 2011).

Grupo Sierras Bayas

La gran variedad litológica y multiplicidad de estructuras sedimentarias que presenta el Grupo Sierras Bayas, dan una idea primaria de la diversidad de procesos sedimentarios que tuvieron lugar durante su formación, como así también de la variedad de ambientes de deposición intervinientes.

Muchos autores han contribuido al conocimiento y esclarecimiento de los aspectos geológicos de estas sucesiones tales como la estratigrafía, sedimentología, componentes arcillosos, trazas fósiles, estromatolitos, geoquímica y dataciones entre otros (Poiré y Spalletti, 2005 y trabajos allí citados). Para mayores referencias puede consultarse asimismo trabajos de síntesis como los de Teruggi y Kilmurray (1975, 1980) ó Iñiguez (1999). Algunos aportes de reciente ejecución son

considerados relevantes para las interpretaciones aquí presentadas (Gaucher *et al.*, 2005, 2008a,b, 2009; Gómez Peral, 2008; Gómez Peral y Poiré, 2003; Gómez Peral *et al.*, 2004, 2007, 2010a,b 2011; Poiré y Spalletti, 2005; Poiré *et al.*, 2007; Poiré y Gaucher, 2009; Zimmermann *et al.*, 2011).

En la actualidad, el esquema estratigráfico más aceptado es el desarrollado por Dalla Salda e Iñiguez (1979), modificado por Poiré (1987a, 1993) y recientemente actualizado por Poiré y Spalletti (2005) para los términos de la sucesión precámbrica (Fig. 2).

Entre el basamento cristalino y la cubierta sedimentaria se dispone un nivel de alteración del basamento (de espesor variable e inferior a los 3 m), conformado por una arcosa residual ó nivel de *gruss*, muy friable y de colores amarillentos, rojizos, verdes y grises. El mismo presenta pseudoestratificación y se compone de cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, muscovita en matriz arcillosa illítica y óxidos de hierro (Gómez Peral, 2008). Este nivel sugiere

que previamente a la depositación de los primeros sedimentos marinos, existió un período de exposición subaérea en el cual el basamento fue afectado por procesos de meteorización (Poiré, 1987b; Zalba *et al.*, 1982).

La cubierta sedimentaria precámbrica está conformada por una serie de unidades litoestratigráficas compuestas esencialmente de una amplia gama de rocas sedimentarias entre las que se reconocen conglomerados, brechas, arenitas y vaques cuarzosas, areniscas glauconíticas, fangolitas, limolitas, arcilitas, lutitas, ferrilitas, *mudstones*, *boundstones* dolomíticos - estromatolíticos, chert y niveles fosfáticos (Fig. 3; Iñiguez, 1999; Poiré y Spalletti 2005; Gómez Peral, 2008; Poiré y Gaucher, 2009). Cabe destacar que toda la sucesión sedimentaria estudiada se caracteriza por no haber sido afectada por metamorfismo y encontrarse prácticamente sin signos de deformación.

Formación Villa Mónica (Secuencia Tofolletti).

Esta unidad tiene entre 52 y 70 m de espesor, está limitada por discordancias erosivas tanto en la base como en el techo e incluye a dos asociaciones de facies sedimentarias: una inferior cuarzo-arcósica, y otra superior dolomítica y pelítica (Poiré, 1987b; Poiré y Spalletti, 2005). En el presente trabajo se analiza en detalle al tramo inferior silicoclástico de la formación, que corresponde a la asociación de facies de areniscas y conglomerados (Figs. 2 y 3).

Formación Cerro Largo (Secuencia Malegni).

Posee un espesor de 40 m y está delimitada en su base por una discordancia, mientras que su techo presenta un pasaje transicional en el área de Sierras Bayas y uno discordante en la zona de Barker. En la sección basal se reconoce la presencia de un nivel diamictítico de espesor variable (escasos metros) que fue denominado como diamictita Colombo por Poiré *et al.* (2007) y Poiré y Gaucher (2009). Por encima de este nivel diamictítico se reconocen dos asociaciones de facies: una pelítica y heterolítica inferior y una psamítica (cuarcítica) superior (Figs. 2 y 3).

Formación Olavarría (Secuencia Diamante). Esta unidad fue definida por Andreis *et al.* (1996) en el área de Barker, e identificada y correlacionada por Poiré y Spalletti (2005) en el área de Olavarría. Posee un miembro inferior (27 m) de arcilitas y limolitas amarillentas que presenta una estratificación mixta

variable desde ondulosa a lentiforme en sentido ascendente. El sector superior de la Formación Olavarría está constituido por arcilitas y fangolitas de coloración rojiza con delgadas lentes ondulosas de arenisca que conforman el miembro superior de esta unidad (8 m, Fig. 3). Asociados se observan niveles de mudstones carbonáticos rojizos con fuerte laminación.

Formación Loma Negra (Secuencia Villa Fortabat).

Esta unidad está esencialmente constituida por una asociación de facies carbonáticas de hasta 43 m de espesor, con base discordante de bajo ángulo y techo erosivo. Presenta un nivel inferior de mudstones carbonáticos rojizos (11 m) y uno superior de mudstones carbonáticos negros (32 m) (Fig. 3). Barrio *et al.* (1991), indicaron la presencia de una importante superficie erosiva en el techo de esta unidad originada por disolución cárstica, que precede a la sedimentación de la Formación Cerro Negro (Fig. 2).

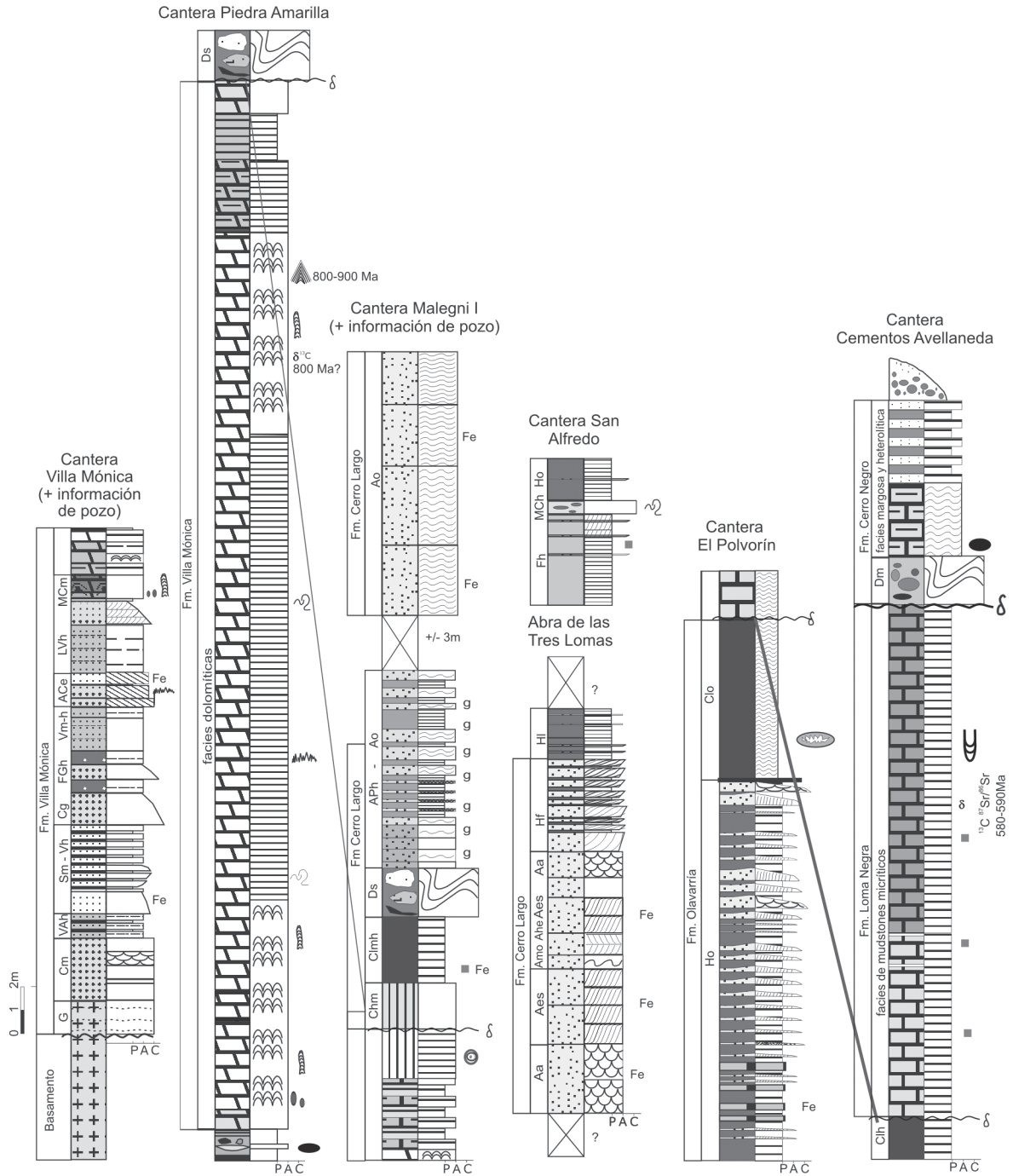
METODOLOGIA

El análisis petrográfico y diagenético de las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas se realizó sobre las observaciones y descripciones de campo, como así también sobre un conjunto de muestras tomadas tanto en afloramientos como en canteras y en testigos de perfiles de pozos. Sobre las mismas se realizaron diferentes análisis de laboratorio, los cuales se detallan a continuación.

Para los estudios petrográficos se analizaron 37 cortes delgados de la sección inferior de la Formación Villa Mónica y 27 de la Formación Cerro Largo de tipos convencionales (30 μm de espesor) para análisis texturales y composicionales mediante petrografía estándar; algunos de ellos también fueron estudiados en láminas finamente pulidas a espejo (10 μm de espesor), para estudios mineralógicos y geoquímicos con MEB-EDAX-BSC. Todos los cortes

Figura 3. Perfiles sedimentológicos de detalle del Grupo Sierras Bayas y base de la Formación Cerro Negro, incluyendo las secciones relevadas en afloramientos, canteras y en subsuelo del área de Olavarría.

Figure 3. Detailed sedimentary columns of the Sierras Bayas Group and base of the Cerro Negro Formation, including sections from outcrops, quarries and subsurface in Olavarría area.



Fm. Villa Mónica chert dolomía silicificada marga pelita dolomía dolomía ferrosa dolomía margosa arenita pelita vaque conglomerado Complejo Buenos Aires granitoide	Fm. Olavarría arcillita morada Pelita gris Fangolita Pelita amarilla Conglomerado intraformacional Fm. Cerro Largo cuarcita pelita verde arenisca (sucia) arenisca con clastos de chert diamictita	Fm. Cerro Negro arenisca pelita marga brecha chert Fm. Loma Negra nivel calcita mudstone negro mudstone rojizo material removido	no expuesto masiva / sin información laminación tenue laminación / fisilidad laminación/estratificación ondulítica estratificación entrecruzada tangencial estratificación sigmoidal estratificación entrecruzada artesas hueso de arenque estratificación entrecruzada plana deformación tipo slump nivel conacional (Fe) concreciones carbonáticas	biostromas dómicos clastos fosfáticos laminación convoluta megacrystalos de Qz y Ca estilolitas (mesoscópicas) estromatolitos columnares Conophyton fm nódulo fosfático piritas (hematizadas) concentraciones de hierro glauconita ooides Cloudina
--	---	---	--	---

fueron teñidos para la discriminación de las fases carbonáticas siguiendo las técnicas de Dickson (1966). Para los estudios petrográficos estándares se utilizó un microscopio de polarización Nikon Eclipse E-200 (Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata, Argentina). Sobre cada sección delgada se realizó una descripción detallada de sus componentes tanto detríticos como diagenéticos. Los primeros fueron utilizados para clasificar composicionalmente a las areniscas (según Folk, *et al.*, 1970 y Dott, 1964 modificado por Pettijohn *et al.*, 1987). La determinación de los componentes detríticos junto con los componentes diagenéticos permitió por un lado la definición de las microfacies silicoclásticas (siguiendo el criterio de Limarino y Caselli, 1995), y por otra parte establecer los diferentes regímenes diagenéticos, los que en su conjunto posibilitaron definir microfacies diagenéticas (según Scasso y Limarino, 1997 y Beitler *et al.*, 2005). Cabe considerar que, a diferencia de otras clasificaciones previas (Folk, 1954, 1968; McBride, 1963, entre otras), en la presente investigación se considera al cuarzo monocristalino como único componente estable y se ubica al chert y otros tipos de cuarzo policristalino en el vértice correspondiente a los fragmentos líticos (Scasso y Limarino, 1997). El criterio utilizado para establecer diferentes tipos genéticos de matriz fue el propuesto por Dickinson (1970).

Se analizaron cortes petrográficos con luz reflejada (en Sudáfrica) utilizando un microscopio de alta resolución con luz polarizada y reflejada Leica DMLP con la finalidad de identificar minerales opacos y reemplazos de éstos sobre cementos.

Asimismo, con el fin de identificar la microtextura de los cementos y/o minerales autigénicos a escala micrométrica se realizaron análisis bajo microscopía electrónica de barrido (MEB) en el Laboratorio del Museo de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, (Argentina) y en los laboratorios de SEM-BSE-EDX de la Rand African University, de Johannesburgo (Sudáfrica), mediante un equipo JEOL JSM-5600, y en la Facultad de Ciencias de Montevideo (Uruguay), con equipamiento similar. Las muestras seleccionadas para tales determinaciones fueron pre-tratadas mediante recubrimiento con técnicas de metalización con oro (Au) o grafito (C), según cada caso.

Los estudios mediante difracción de rayos X y los respectivos resultados de los análisis de los argilominerales fueron presentados en detalle por

Gómez Peral (2008) y en otro trabajo de reciente elaboración por Gómez Peral *et al.* (2011); se incluyen aquí parcialmente aquellos que contribuyen a los análisis realizados en el presente trabajo.

La determinación de politipos de illita, IC y proporción de interestratificados de illita-esmectita y de las capas expansivas (en Gómez Peral, 2008), fueron realizadas de acuerdo a la metodología utilizada por Kübler (1967), Warr y Rice (1994) y Lee y Lee (2001).

RESULTADOS

Facies silicoclásticas

Si bien este trabajo se centra en los aspectos petrológicos de las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas, se consideró oportuno presentar una serie de facies sedimentarias reconocidas a partir de este estudio, como así también la identificación de nuevos elementos composicionales presentes en otras ya definidas, modificando parcialmente el esquema facial clásico de Poiré (1987a; Fig. 4). Dentro del Grupo Sierras Bayas se reconocieron un total de 25 facies sedimentarias silicoclásticas, 10 en la porción basal de la Formación Villa Mónica, 11 en la Formación Cerro Largo y 4 facies en la Formación Olavarría (Fig. 4). La mayor parte de estas facies fueron descritas en detalle por Poiré (1987a) mientras que en este trabajo se presenta la descripción de algunas de ellas dado su potencial implicancia en interpretaciones paleogeográficas y paleoclimáticas.

Formación Villa Mónica. Las areniscas de la sección inferior de la Formación Villa Mónica constituyen el sector basal silicoclástico de esta unidad. Según Poiré (1987a) la depositación del mismo, comenzó en algunos sectores con un ortoconglomerado basal, cuarzo-arcósico, de grano fino, y en otros directamente con psamitas. Por encima se encuentran vaques arcósicas, arenitas subarcósicas y finalmente arenitas cuarzosas, lo cual refleja un progresivo aumento en la selección del agente y evolución hacia condiciones litorales más estables, y que culmina con facies lutíticas con intercalaciones de niveles delgados de areniscas. Para este segmento de la unidad, se registró un espesor máximo de 22 metros gracias a la realización de perforaciones, que permitieron la identificación de la misma hasta el

FORMACIÓN	FACIES	LITOLÓGIA	GEO-METRÍA	ESPESOR	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	PALEOCORRIENTES	OTROS RASGOS
OLAVARRÍA	Clo	<i>arcilitas rojas</i>	tabular	8,5 m	laminación ondulítica suave	-	concreciones carbonáticas, grietas de desecación
	Ho	<i>arcilitas y limolitas amarillas</i>	tabular	18 m	laminación mixta (lenticular, ondulosa, flaser), laminación ondulítica	-	niveles estratificados de hierro
	MCh	PARACONGLOMERADO CON INTRA CLASTOS	irregular?	<1 m	laminación a estartificación fina planar	-	laminación convoluta
	Fh	FANGOLITA GRIS OSCURA	tabular?	~3 m	laminación planar	-	pirita
CERRO LARGO	Hf	areniscas finas y pelitas	tabular	~5 m	estratificación mixta: flaser, ondulosa y lenticular, hacia el tope estratificación	-	se adelgaza hacia el sur
	Ahe	ARENITAS CUARZOSAS	lenticular	0,6 m	<i>herringbone</i> (hueso de arenque)	-	-
	Ahu	ARENITAS CUARZOSAS		~0,3 m	<i>hummocky</i> (monticular)	-	-
	Amo	arenitas cuarzosas	tabular	~1 m	megaóndulas	SSO	-
	Aes	ARENITAS CUARZOSAS	tabular	~1 m	estratificación entrecruzada sigmoidal	-	-
	Aa	arenitas cuarzosas	tabular	1-3 m	estratificación entrecruzada en artesas	SSO	-
	Ao	arenitas cuarzosas	tabular	0,5-3 m	laminación ondulosa	SSO	-
	APh	areniscas y fangolitas	tabular	11 m	estratificación delgada a laminación/ laminación ondulosa	-	glauconita
	Ds	<i>diamictita (fangolitas y brecha polimictica)</i>	lenticular	3-5 m	pliegues por deformación tipo <i>slump</i>	-	relleno de canales cársticos con fuerte deformación interna
	Clmh	ARCILITA MORADA	tabular?	1,5-3 m	masiva a laminación tenue	-	comportamiento plástico, con pirofilita, meteorizada
	Chm	chert - Hm - Gt	tabular	<1 m	masiva	-	rojizo, muy consolidado
VILLA MÓNICA	MCm	<i>conglomerado con clastos prolados</i>	tabular	<0,30 m	masiva	-	clastos de pelitas, arenitas y fosfáticos prolados
	LVh	<i>lutitas y vaques con lentes de areniscas y concreciones fosfáticas (chert y Fe)</i>	lenticular	0,5-1,5 m	laminación planar en pelitas y ondulítica en las lentes de vaque	-	<i>upwelling</i>
	FGh	<i>fangolita guijosa (dropstones?)</i>	lenticular	~1,6 m	laminación planar	-	indicadores de caída de guijas como <i>dropstones</i> ?
	Vm	vaques	lenticular	~0,5-2 m	masiva	-	niveles intercalados
	Cg	ortoconglomerados	lenticular	<1 m	estratificación gradada irregular	-	-
	ACe	areniscas con niveles conglomerádicos	tabular	1,5-2,5 m	estratos gruesos con estratificación entrecruzada planar	-	ondulitas en el techo
	VAh	vaques y arenitas con intercalaciones de pelitas	tabular	1-2 m	estratificación fina a muy fina	-	se adelgaza hacia el sur
	Sm	sabulita	tabular	~0,3 m	masiva	-	con buena selección
	Cm	conglomerado	tabular	2-3 m	estratificación gruesa con estratos delgados intercalados	-	se adelgaza hacia el sur
	G	gruss	lenticular	<3 m	pseudoestratificación	-	fuerte meteorización

Figura 4. Principales características de las facies sedimentarias identificadas en el Grupo Sierras Bayas. Las que están con letra normal son aquellas definidas en trabajos anteriores (Poiré 1987a; Poiré y Spalletti 2005). En mayúscula se resaltan las reconocidas en este trabajo, mientras que en cursiva se presentan las que son redefinidas por mostrar diferencias con respecto a las descripciones precedentes. Referencias: C: conglomerado; MC: paraconglomerado; A: arenita; V: vaque; Cl: arcilita; H: heterolítica; D: diamictita; L: lutita; F: fangolita; G: guijosa; Ch: chert. Estructuras sedimentarias: m: masiva; h: laminación / estratificación planar; o: laminación ondulosa; g: estratificación gradada; e: estratificación entrecruzada; a: estratificación entrecruzada en artesas; es: estratificación entrecruzada sigmoidal; hb: estratificación entrecruzada tipo *herringbone*; f: estratificación mixta tipo *flaser*; mo: megaóndulas; s: deformación tipo *slump*.

Figure 4. Main features of the sedimentary facies identified at the Sierras Bayas Group. In normal letter are those defined in preceding works (Poiré 1987a; Poiré y Spalletti, 2005). In capital letters appear the here defined new facies, while in cursive letters are the redefined facies which show differences respect to previous descriptions. References: C: conglomerate; MC: paraconglomerate; A: sandstone; V: wake; Cl: claystone; H: heterolithic facies; D: diamictite; L: lutite; F: mudstone; G: pebbly; Sedimentary structures: m: masive; h: planar lamination / bedding; o: wavy bedding; g: graded bedding; e: estratificación entrecruzada; a: trough cross bedding; es: sigmoidal cross bedding; hb: herringbone cross bedding; f: flaser cross bedding; mo: dunes; s: slump deformation.

contacto inferior con el basamento. Cabe destacar que esta unidad aflora muy pobremente. Es así que, con los datos de subsuelo, fue posible reconocer nuevos elementos composicionales (Figs. 4, 5). En la

figura 5 se observa el aspecto de algunas de las facies del sector basal de la unidad tanto en afloramiento como en testigos de perforación. Dentro de esta sección, la facies de fangolitas guijosas laminadas

(FGh, Fig. 5f) se caracteriza por una textura con dos modas granulométricas bien marcadas, una pelítica y otra guijosa. Tal como fuera mencionado por Poiré (1987a) en la parte subyacente de cada guija las láminas de fangolitas están levemente arqueadas como si éstas hubieran impactado, en el presente estudio se reconoce que esta propiedad se extiende a la escala microscópica. Este mismo nivel fue identificado en el subsuelo, en donde se presenta en intercalaciones con vaques y fangolitas reconocidas en las perforaciones de la cantera El Polvorín (Figs. 1, 5f). La bimodalidad textural característica de la roca como así también las microestructuras deformacionales dejadas por las guijas en las láminas infrayacentes permiten sugerir que las mismas podrían constituir cadilitos ó *dropstones* (Frakes y Francis, 1988; Bennett, *et al.*, 1996). Así este nivel se vincularía con un origen glacimarino.

Por otro lado, en la facies de lutitas y vaques con laminación planar (LVh), ubicada por encima de niveles de diamictitas, se reconoce la presencia de concreciones fosfáticas en los niveles pelíticos, vinculadas a un origen a partir de corrientes de *upwelling* (Gómez Peral, 2008). Las mismas fueron reconocidas en el piso de explotación de la Cantera Colombo (Fig. 1), constituyendo un nivel de pobre exposición en donde las concreciones (nódulos y lentes fosfáticos) se encuentran rodeadas de capas pelíticas verdosas y rojizas con pequeñas lentes de areniscas intercaladas, como así también importantes concentraciones de chert rojizo oscuro y de óxidos de hierro, principalmente de goethita.

Formación Cerro Largo. En la porción basal de esta unidad se reconoce un nivel de brecha de chert de espesor variable (2-6 m) identificado como facies de chert masivo (Chm) por encima del cual se encuentra la facies de arcilita laminada (Clmh) que está representada por arcilitas de color morado oscuro, masivas o con laminación tenue (Figs. 2, 6b). Su espesor máximo, medido en una de las perforaciones (T4 de la cantera El Polvorín), es de 6 metros. Si bien se desconoce su geometría, la misma podría ser lentiforme o bien de base irregular ya que no se encuentra representada en todos los perfiles estudiados. Este nivel se caracteriza por su alto contenido en arcillas plásticas (esmectíticas) identificadas por análisis de difracción de rayos X. En el perfil de una de las perforaciones (T3 de la cantera El Polvorín) se observa una asociación argilítica

constituida por pirofilita-caolinita-esmectita, con tenores variables de hematita, (Gómez Peral, 2008). Dicha asociación podría atribuirse a una alteración meteórica y/o hidrotermal de las pelitas originales con distribución irregular, sin reconocerse una relación con la topografía (Gómez Peral *et al.*, 2011). En la cantera Piedra Amarilla (Fig. 1) esta arcilita se encuentra formando intraclastos en la matriz de la facies de diamictita (Ds).

La facies de diamictita (Ds) tiene hasta 6 m de espesor y está compuesta por megaclastos de hasta 3 m en matriz pelítico-arenosa con estructura interna caótica. Esta roca se encuentra poco consolidada y es de textura matriz sostén. La geometría de la facies es irregular y constituye el relleno de canales cársticos y depresiones relacionadas a las bioconstrucciones estromatolíticas dómicas de las dolomías subyacentes (Figs. 6a, b). Los bloques son subsféricos y discoidales, de composición sedimentaria variada (dolomíticos, pelíticos, váquicos, cuarcíticos y de chert). La variación composicional de los bloques hace que los mismos muestren comportamientos diferenciales ante los efectos de la diagénesis, especialmente la compactación, es así que los clastos de areniscas son friables, los de cuarcitas masivas consolidados, y los de chert constituyen megaconcreciones subsféricas muy consolidadas y resistentes, mientras que los clastos dolomíticos y pelíticos se presentan meteorizados y deformados dúctilmente. El origen de esta unidad es aún motivo de estudio, pero no se descarta la posibilidad de una génesis glacial (Poiré y Spalletti, 2005). De igual modo, Poiré y Gaucher (2009) correlacionan estas diamictitas con rocas similares de la Formación Las Ventanas en Uruguay, las cuales se depositaron en un ambiente glacial durante el evento Gaskiers hace unos 580 Ma (Gaucher *et al.*, 2008b).

Las arenitas cuarzosas del sector superior de la Formación Cerro Largo fueron divididas en seis facies sedimentarias, esencialmente constituidas por cuarzoarenitas con diferentes estructuras sedimentarias, de las cuales tres fueron descriptas en trabajos anteriores (Ao, Aa y Amo, Fig. 4; Poiré, 1987a), mientras que las otras tres son diferenciadas en esta contribución y se reconocen por la presencia de estructuras diferentes como son la estratificación entrecruzada tangencial y sigmoidal (Aes, Fig. 6c), estratificación entrecruzada en hueso de arenque o *herringbone* (Ahe, Fig. 6d) y monticular o *hummocky* (Ahu, Fig. 4).

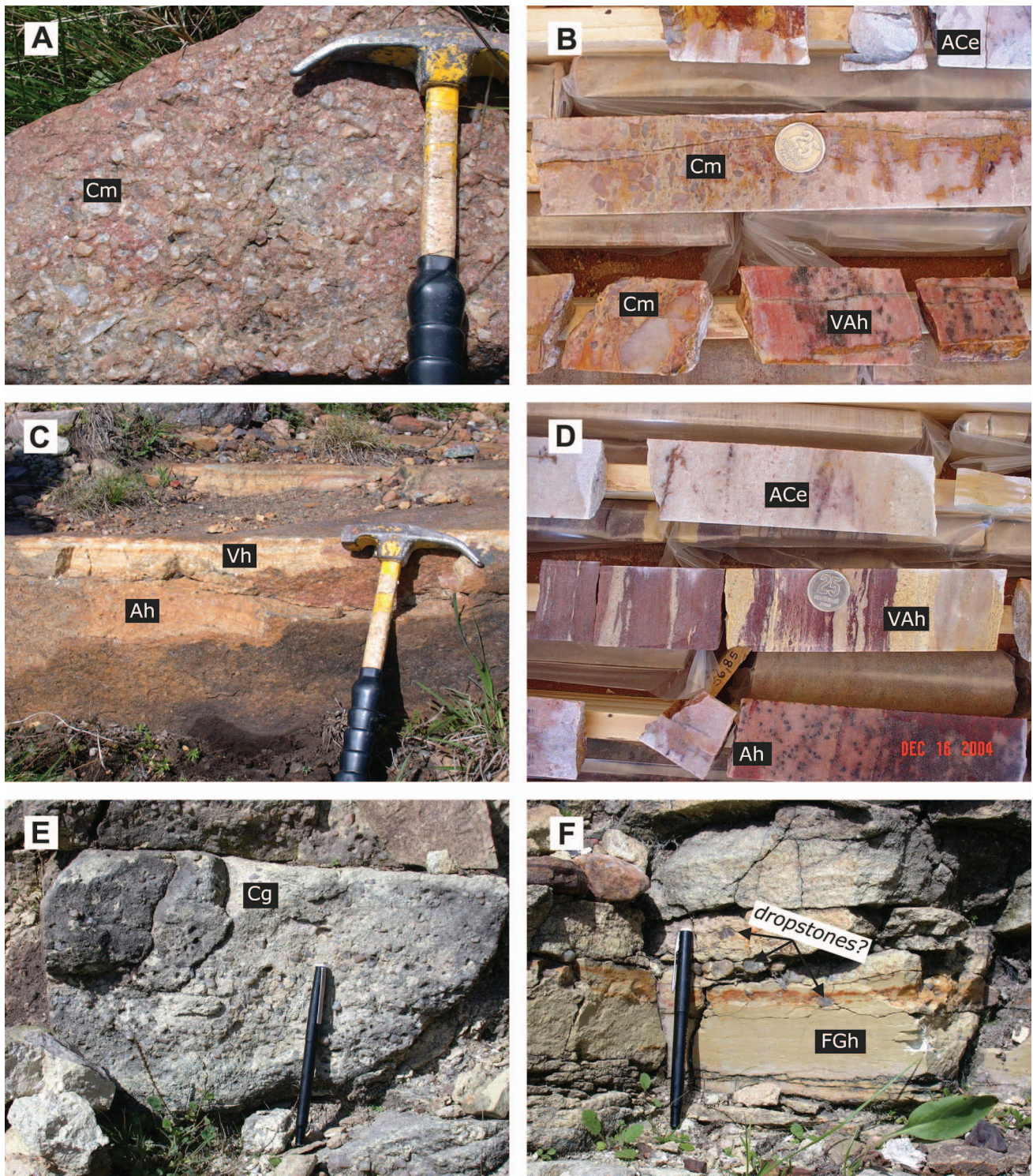


Figura 5. Aspecto de las facies silicoclásticas del sector basal de la Formación Villa Mónica en afloramientos (sector superior de Cantera Villa Mónica) y en testigos de perforaciones (Cantera El Polvorín): a) facies Cm de conglomerado basal en afloramiento, b) facies Cm y VAh en subsuelo, c) facies de arenitas (Ah) y vaques (Vh) en afloramiento, d) facies Ah, VAh y Aes en testigos, e) Facies Cg conglomerado matriz sostenida (parte inferior de la diamictita), f) facies FGh de fangolita guijosa (*dropstones*) laminada.

Figure 5. Aspect of the siliciclastic facies of the Villa Mónica Formation, from outcrops (upper section of Villa Mónica Quarry) and from drill core (El Polvorín Quarry): a) facies Cm basal conglomerate in outcrop, b) facies Cm y VAh in subsurface, c) facies of sandstones (Ah) and wakes (Vh) in outcrop, d) facies VAh and Aes from drill cores, e) facies Cg conglomerates matrix-supported (lower section of facies 3 of diamictite), f) facies FGh laminated mudstone with dropstones.

Formación Olavarría. La Formación Olavarría en la cantera El Polvorín (Figs. 1, 2) está conformada por 35 m de una sucesión pelítica y heterolítica amarillenta que cubre a los bancos arenosos subyacentes. En este trabajo se observó la presencia de intercalaciones de niveles, de entre 8 y 20 cm de espesor, compuestos de concentraciones de hierro (en capas concéntricas), donde los tenores de óxidos de hierro (hematita y goethita) llegan al 70%, según determinaciones de difracción de rayos X. En las canteras San Alfredo y Puracal (Fig. 1), del núcleo central de las sierras, se reconoce por debajo de la facies heterolítica amarillenta (Hf) un cambio brusco de coloración que va de verdoso o gris oscuro a negro y hasta violáceo, la cual es identificada como facies de fangolita gris oscura con laminación planar (Fh, Figs. 4, 6e). Esta facies tiene entre 2 y 3 m de espesor y se compone de fangolitas con laminación planar y, menos frecuente, ondulítica. Su contacto superior es neto, con geometría de apariencia tabular, aunque el contacto inferior no se observa ni en afloramiento ni en canteras (Fig. 6e).

En uno de los pisos de explotación de la cantera San Alfredo (Fig. 1), se ha identificado en la Formación Olavarría una facies de conglomerado intraformacional (MCh en Fig. 4) caracterizada por la presencia de clastos pelíticos centimétricos de colores rosado a anaranjado, los cuales se presentan con formas alargadas y extremos redondeados, a veces aguzados, inmersos en matriz pelítica de coloración verdosa oscura. Los intraclastos son de tamaños variables (3 a 10 cm) y la matriz presenta laminación planar y en algunos sectores de tipo convoluta y pliegues irregulares. En el tope de la Formación Olavarría, en asociación con las arcilitas rojas con laminación ondulítica (Clo, Figs. 4, 6e), se reconocen concreciones carbonáticas de formas elongadas, de decenas de centímetros hasta varios metros, muy bien expresadas en la cantera El Polvorín (Figs. 1, 6f). Las mismas son de coloración gris oscura y están compuestas por calcita. Aunque externamente son cerradas las paredes están craqueladas o septadas en su interior en donde presentan oquedades vacías (Fig. 6f). Dada la morfología de los septos internos, las paredes externas completamente cerradas y el tipo de cemento predominante (calcita fibrosa), estas concreciones podrían relacionarse con un origen a partir de la acción de bacterias (Hendry *et al.*, 2006). Debido a que se encuentran totalmente recristalizadas se desestima que puedan conservar su composición

química original (Brand y Veizer, 1981).

Componentes detríticos

En este apartado se exponen los aspectos composicionales (modas detríticas) de las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo y Olavarría, que permitieron definir distintas petrofacies. Cabe aclarar que las petrofacies descritas son utilizadas para caracterizar composicionalmente a las facies silicoclásticas a partir de la determinación de las modas detríticas, y no con el fin de analizar su procedencia (Scasso y Limarino, 1997; Limarino *et al.*, 2000). Se describe también aquí el contenido y tipo de matriz de las unidades analizadas.

Formación Villa Mónica. Este paquete silicoclástico comprende un amplio rango textural y composicional que incluye areniscas de finas hasta muy gruesas, intercaladas con niveles sabulíticos y conglomerádicos de escasos centímetros de espesor (Fig. 5a,b). Los niveles de areniscas (Fig. 5c,d) se caracterizan por una selección en general pobre a muy pobre, aunque en algunos casos llega a ser moderada. Entre los componentes detríticos se reconocieron moderado a muy abundante cuarzo mono y policristalino, moderado a abundante feldespato (tanto potásico como plagioclasas), escasos fragmentos de *chert*, muy escasos clastos de mica, muy escasos granos de biotita, y matriz. Cabe hacer una salvedad, con respecto al cuarzo policristalino, el cual resulta un componente abundante en las petrofacies descritas más abajo, que Limarino *et al.* (2000) señalan que el mismo puede considerarse como un componente estable cuando proviene del basamento como sucede en este caso (cf. Rapela *et al.*, 2007; Gaucher *et al.*, 2008a; Zimmerman, *et al.*, 2011). Como minerales accesorios se identificaron minerales opacos como la hematita, junto a rutilo y circones detríticos redondeados y fracturados.

Dado que las proporciones de componentes modales son variables, el sector basal silicoclástico de la Formación Villa Mónica puede ser dividido en tres petrofacies según las modas detríticas de QmFL (Tabla 1; Fig. 7) y que se corresponden en orden ascendente a segmentos de este paquete.

Petrofacies I: Esta asociación de areniscas caracteriza al sector basal de la formación (facies VAh; Figs. 3 y 4) e incluye arenitas (con escasa matriz) y vaques (con matriz variable entre 6 y 40%) (Tabla 1). Las

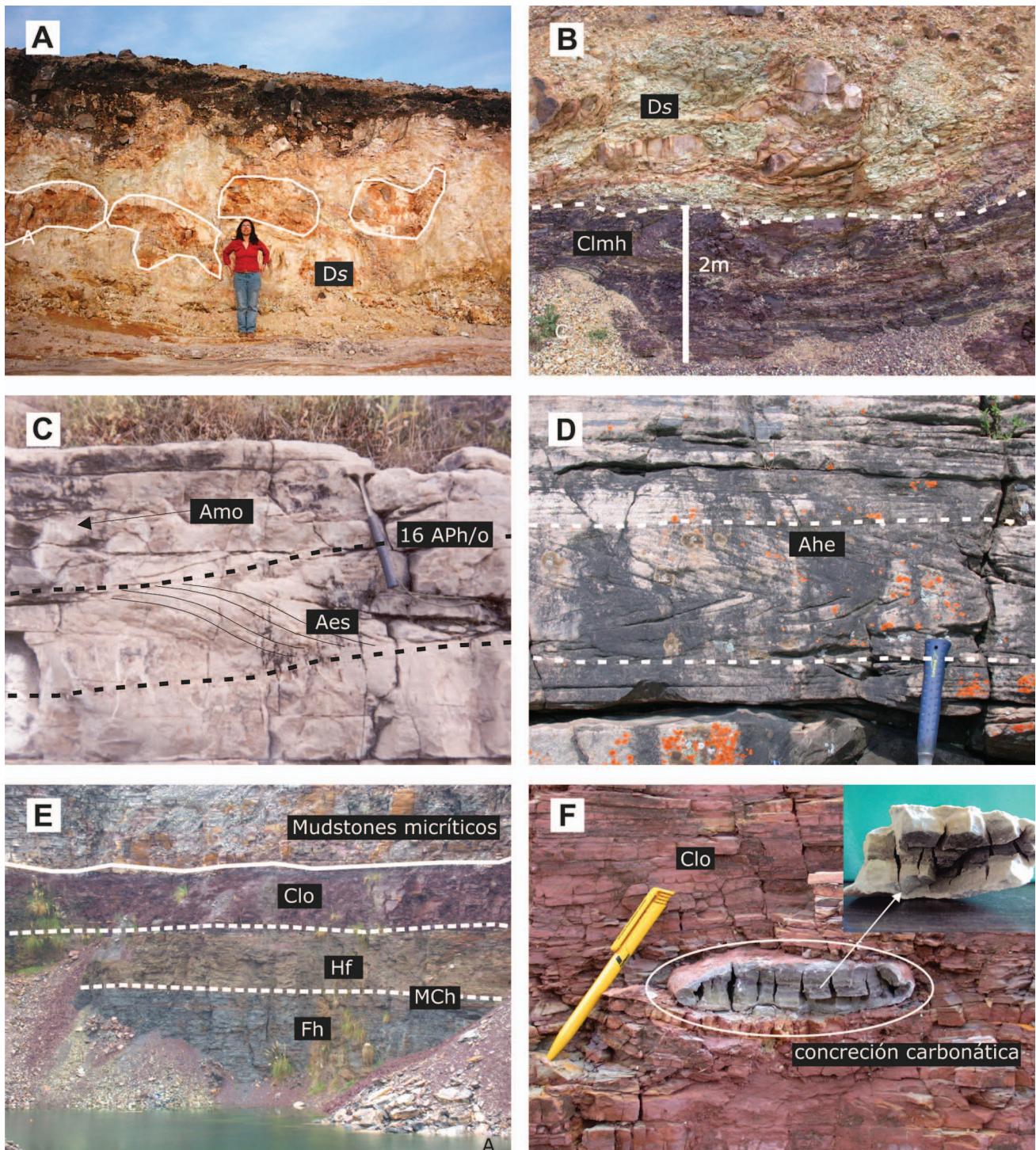


Figura 6. Aspecto de las formaciones Cerro Largo (a-d) y Olavarría (e-f): a) diamictita de la sección basal de la Formación Cerro Largo donde se reconocen megaclastos de más de 1 m de diámetro, b) detalle de la diamictita (facies Ds) en contacto con la facies Pmh de arcillita morada en la parte inferior, c) facies de arenitas (cuarzosas) con estratificación entrecruzada sigmoidal (facies Aes) y ondulítica (facies Ao), d) facies de arenita con estratificación entrecruzada en hueso de arenque (facies Ahe), e) facies heterolíticas gris oscuro (Hf), paraconglomerado intraformacional (MCh), heterolíticas amarillentas (Ho), f) detalle de las concreciones carbonáticas con septos en su parte interna (facies Po).

Figure 6. Aspect of the Cerro Largo (a-d) and Olavarría (e-f) formations: a) diamictite from the basal section of Cerro Largo Fm where megaclasts of more than 1 m of diameter are recognized, b) detail of the diamictite (facies Ds) in contact with the lower facies Pmh of purple claystone, c) facies of quartz-arenite with sigmoidal cross bedding (Aes) and wavy bedding (Ao), d) facies of quartz-arenite with herringbone cross bedding (Ahe), e) dark gray heterolithic facies (Hf), intraformational paraconglomerate (MCh), yellow heterolithic facies (Ho), f) detail of the septarian carbonate concretions (facies Po).

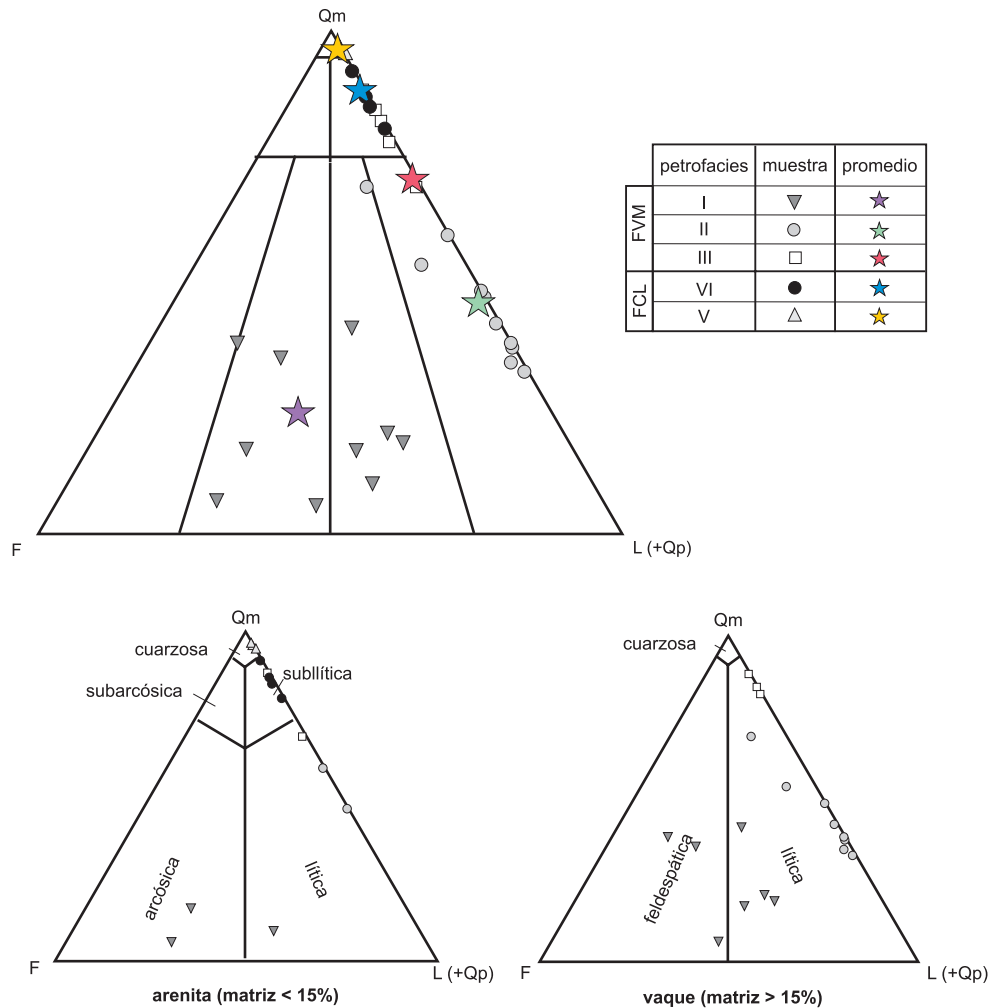


Figura 7. Composición modal y petrofacies de las psamitas de las formaciones Villa Mónica y Cerro Largo. En el diagrama ternario (QmFL) superior se plotearon las muestras de areniscas en general (según Folk, 1970), mientras en los triángulos inferiores se discriminan las mismas en arenitas (izquierda) y vaques (derecha) según Dott (1967) modificado por Pettijohn *et al.* (1972). **Figure 7.** Detrital composition and petrofacies of sandstones from the Villa Mónica and Cerro Largo formations. Ternary diagram (QmFL) above shows the detrital composition in samples of sandstones (after Folk, 1970), while the lower ternary diagrams show the composition of separated arenites (left) and wakes (right) after Dott (1967) modified by Pettijohn *et al.* (1972).

proporciones de cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) y líticos (L) (principalmente cuarzo policristalino) son variables con una composición modal promedio de $Qm_{22}F_{43}L_{35}$ (Tabla 1, Fig. 7). El cuarzo monocristalino se presenta con extinción ondulosa, trenes de inclusiones, láminas de Böehm que indican su carácter metamórfico. Los feldespatos se encuentran con moderado a alto grado de alteración asociada a la presencia de sericita, illita, caolinita, y con menor frecuencia calcita. El feldespato más común es el microclino, el cual se encuentra poco a moderadamente alterado y con su macla en enrejado con planos difusos y deformados. En las plagioclasas se observa comúnmente que las maclas polisintéticas se encuentran también curvadas. El

cuarzo policristalino es el componente lítico más abundante y se presenta en agregados con textura de bordes aserrados e interdigitados atribuibles a un origen metamórfico. En menor medida el cuarzo policristalino se presenta con bordes rectos. Dentro de esta petrofacies se pudieron clasificar a las rocas como feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas según Folk *et al.* (1970), en tanto según Dott (1964) modificado por Pettijohn *et al.* (1972) serían arenitas arcósicas y líticas, y vaques feldespáticas y líticas (Fig. 7).

Petrofacies II: En la parte media del miembro silicoclástico (facies Vmh; Figs. 3 y 4) de la Formación Villa Mónica se ha reconocido en subsuelo la presencia de areniscas ricas en cuarzo monocristalino

y policristalino. Las mismas corresponden a arenitas y vaques, líticas y sublíticas ricas en cuarzo policristalino, con una composición promedio de $Qm_{46} F_2 L_{32}$ y $Qm_{81} F_0 L_{19}$, respectivamente (Tabla 1, Fig. 7). La diferencia entre ambas radica básicamente en la proporción de cuarzo policristalino, el cual constituye el componente lítico más abundante y que disminuye paulatinamente hacia el techo de este miembro. Asimismo, se reconocieron intraclastos pelíticos y granos subredondeados de chert en proporciones muy escasas a escasas. El cuarzo policristalino se observa principalmente en agregados con contactos suturados (textura interna irregular). En algunos casos se observan otros granos con textura poligonal de bordes rectos. Estas rocas fueron clasificadas como litoarenitas con abundante cuarzo policristalino, con excepción de una muestra de litoarenita feldespática, y como vaques y arenitas líticas ricas en cuarzo policristalino, según los diagramas utilizados (Fig. 7).

Petrofacies III: Se conforma de arenitas y vaques sublíticas y líticas con escaso cuarzo policristalino (Fig. 7), que se diferencian de la petrofacies II por la predominancia del cuarzo monocristalino y no policristalino. Las mismas comprenden el sector superior del miembro silicoclástico de la Formación Villa Mónica, correspondiente a la facies ACe (Figs. 3 y 4). Aquí, la composición modal se mantiene relativamente constante $Qm_{70-90} F_{0-2} L_{12-29}$, variando solo en forma moderada a leve (Tabla 1, Fig. 7). El cuarzo monocristalino es el componente detrítico dominante. Entre los muy escasos fragmentos líticos se encuentran el cuarzo policristalino y menos frecuentemente, fragmentos redondeados de chert. Los feldespatos (microclino) se presentan con bajo a moderado grado de alteración y preservación de la macla en enrejado.

De lo descrito anteriormente, se desprende que la composición de las areniscas de la Formación Villa Mónica varía, haciéndose el cuarzo más abundante hacia el tope de este miembro en detrimento de los feldespatos, como así también aumenta la proporción del cuarzo monocristalino respecto del policristalino en el mismo sentido.

El contenido de matriz en las facies de arenitas de las tres petrofacies suele ser de muy escaso a moderado y por lo general no supera el 10%. La protomatriz se encuentra parcialmente reemplazada por ortomatriz y se compone principalmente de argilominerales detríticos entre los que se iden-

tificaron illita, muscovita y caolinita detrítica. Interiormente, los fragmentos de illita tienen un tamaño menor a los 30 μm y los granos de muscovita se presentan con formas laminares de mayor tamaño (de hasta 1000 μm) frecuentemente deformados (con el clivaje curvado y fracturados). Es escasa la presencia de biotita, la cual se halla parcialmente alterada y cloritizada. La ortomatriz se caracteriza por el desarrollo de illita recristalizada que alcanza los 25 μm (Fig. 8b, d), donde se observa intercrecimiento de chert y pequeños granos de cuarzo asimilados.

En las vaques y fangolitas arenosas de las tres petrofacies de la Formación Villa Mónica, la matriz o fase fangosa es abundante (15-70%) y está compuesta esencialmente por illita. La misma puede observarse totalmente recristalizada con desarrollo de illita autigénica con intercrecimiento de chert, o bien con buena preservación de protomatriz (la cual es de menor granulometría). Asimismo, se reconoce en forma localizada la deformación de la matriz en la parte inferior de los granos y en algunos casos formación de pseudoestilolitas. En forma esporádica y aleatoria se identifica epimatriz por deformación frágil de los clastos de cuarzo.

Los resultados de análisis por difracción de rayos X sobre las arenitas, vaques, fangolitas y lutitas de la Formación Villa Mónica permitieron identificar a la illita como el componente más abundante en la fracción arcillosa (40-100%). Se reconoce tanto illita detrítica y/o de origen hidrotermal del politipo 2M1, como illita autigénica con los politipos 1M y 1Md, con Índice de Cristalinidad (IC) $\sim 0,4$ (Gómez Peral, 2008), el cual es vinculado a un origen diagenético profundo en el límite con el campo del anquimetamorfismo (Foscolos y Kodama, 1974; Grathoff y Moore, 1996).

Los interestratificados de illita-esmectita se caracterizan por un grado de ordenamiento R1 y alrededor de 70-80 % de illita (Gómez Peral, 2008), lo cual indica una profundidad cercana a los 5-6 km y temperaturas del orden de los 150°C para su formación.

En algunos niveles acotados, sin relación con las facies (VAh, ACe, Vm, FGh, LVh; Fig. 4) y con distribución azarosa, se reconoce la ocurrencia de una asociación argilítica de pirofilita y muscovita de muy buena cristalinidad cuyo origen es atribuido a alteración argílica debida al ingreso de fluidos hidrotermales. Dichos fluidos serían asimismo los causantes de la homogeneización de las estructuras

Muestra	componentes detríticos						modas detríticas				Clasificación según Folk		Petrofacies
	Qm	Qp	FK	PI	Ls	M	Qm	F	Lt	según Folk	según Dott - Pettijohn		
VM2i	34,7	26,5	16,3	6,1	0,0	16,4	41,5	26,7	31,8	litoarenita feldespática	vaque lítica	I	
BMV	16,3	27,1	25,4	30,7	0,0	0,5	16,3	56,6	27,1	feldarenita lítica	arenita arcósica	I	
CVM	6,1	24,2	23,2	35,4	0,0	11,1	6,8	65,9	27,3	feldarenita lítica	arenita arcósica	I	
VM2m	15,4	44,6	9,2	15,3	0,0	15,5	18,2	29,1	52,7	litoarenita feldespática	vaque lítica	I	
VM2s	9,0	43,6	19,7	12,8	0,0	14,9	10,6	38,1	51,3	litoarenita feldespática	arenita lítica	I	
T6 48,7	5,2	41,6	28,3	8,9	0,0	16,0	6,2	49,5	44,3	feldarenita lítica	vaque feldespática	I	
T6 54,7	14,0	34,1	19,3	12	3,3	17,3	16,9	37,8	45,3	litoarenita feldespática	vaque lítica	I	
T6 51,1	29,3	34,1	11,4	7,8	0,0	17,4	35,7	41,1	23,2	feldarenita lítica	vaque feldespática	I	
T6 50,5	24,3	29,2	3,5	5,4	0,0	37,6	38,9	46,8	14,3	feldarenita lítica	vaque feldespática	I	
VM5	39,5	44,2	0,0	0,0	0,0	16,3	47,2	0,0	52,8	litoarenita	vaque lítica	II	
T6 42,7	51,4	35,7	0,0	0,0	0,0	12,9	59,1	0,0	40,9	litoarenita	arenita lítica	II	
T6 53,1	34,9	36,3	0,0	0,0	25,7	3,1	49,1	0,0	50,9	litoarenita	arenita lítica	II	
CVMG	33,5	45,7	0,0	0,0	0,0	20,8	42,3	0,0	57,7	litoarenita	vaque lítica	II	
VMC	30,4	52,3	0,0	1,8	0,0	15,5	35,9	2,2	61,9	litoarenita	vaque lítica	II	
VM2ss	38,0	28,2	4,2	1,4	0,0	28,2	52,9	7,8	39,3	litoarenita	vaque lítica	II	
T6 52,7	43,1	12,7	2,5	3,8	0,0	37,9	69,4	10,2	20,4	litoarenita feldespática	vaque lítica	II	
VM5	20,9	42,8	0,0	0,0	1,7	34,6	31,9	0,0	68,1	litoarenita	vaque lítica	II	
T6 41,7	29,9	49,2	0,0	0,0	0,0	20,9	37,8	0,0	62,2	litoarenita	vaque lítica	II	
T6 45,4	26,3	38,5	0,0	0,0	3,9	31,3	38,3	0,0	61,7	litoarenita	vaque lítica	II	
VM7	42,5	5,6	0,0	0,0	0,0	51,9	88,4	0,0	11,6	sublitoarenita	vaque lítica	III	
VM6	55,9	11,8	0,0	0,0	0,0	32,3	82,6	0,0	17,4	sublitoarenita	vaque lítica	III	
VMC3	58,9	17,6	0,0	0,0	0,0	23,5	77,0	0,0	23,0	sublitoarenita	vaque sublítica	III	
T6 37	58,1	25,3	0,0	0,0	0,0	16,6	69,6	1,8	28,5	sublitoarenita	arenita sublítica	III	
T6 37,85	70,9	12,9	0,0	0,0	0,0	16,2	84,8	0,0	15,3	sublitoarenita	vaque lítica	III	
CL 8-15	88,5	11,5	0,0	0,0	0,0	0,0	88,5	0,0	11,5	sublitoarenita	arenita sublítica	IV	
CL 81014	92,6	7,4	0,0	0,0	0,0	0,0	92,6	0,0	7,4	sublitoarenita	arenita sublítica	IV	
CL 81002-I	95,2	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0	95,2	0,0	4,8	cuarzoarenita	arenita cuarzoza	V	
CL 81002-F	92,5	7,4	0,0	0,0	0,1	0,0	92,5	0,0	7,5	sublitoarenita	arenita sublítica	IV	
CL are	97,1	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	97,1	0,0	2,9	cuarzoarenita	arenita cuarzoza	V	
ARE GLA	86,5	9,1	0,0	0,0	4,4	0,0	86,5	0,0	13,5	sublitoarenita	arenita sublítica	IV	
ATL 4	82,0	3,6	0,0	0,0	5,4	9,0	90,1	0,0	9,9	sublitoarenita	arenita sublítica	IV	
M24	96,2	2,5	0,0	0,0	1,3	0,0	96,2	0,0	3,8	cuarzoarenita	arenita cuarzoza	V	
M18	97,2	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	97,2	0,0	2,8	cuarzoarenita	arenita cuarzoza	V	
M15	95,4	4,6	0,0	0,0	0,0	0,0	95,4	0,0	4,6	cuarzoarenita	arenita cuarzoza	V	

Fm. Villa Mónica

Fm. Cerro Largo

primarias (desaparición de la laminación primaria), especialmente en la matriz, generando un fuerte contraste con los niveles inferiores y superiores, los que conservan la estructura laminada y composición primarias y están caracterizados por una asociación argilítica illítica de origen sedimentario (Poiré *et al.*, 2005a; Gómez Peral, 2008; Gómez Peral *et al.*, 2011).

También en la Formación Villa Mónica se identificó caolinita asociada a niveles con alteración meteórica.

Formación Cerro Largo. Las areniscas de la Formación Cerro Largo son esencialmente cuarzosas (Fig. 7) y presentan escaso contenido de matriz, que ocurre únicamente en la parte inferior de la unidad. En este sentido, se observa que en las areniscas de la parte media de la formación, la matriz pelítica es escasa (menor al 10 %), mientras que en la sección superior, la misma está prácticamente ausente.

Los componentes detríticos están constituidos por cuarzo monocristalino y escaso cuarzo policristalino. Ocasionalmente se han observado fragmentos de chert e intraclastos argilíticos. En las areniscas de la porción media de la formación, se reconoce una moderada a buena selección distinguiéndose sectores con granulometrías finas a medianas (150 y 400 μm) y gruesas a muy gruesas (500 μm y 2 mm). En cambio, en la sección superior los clastos son casi exclusivamente de cuarzo monocristalino redondeado a subredondeado, con buena selección, con tamaños variables entre 200 μm y 2 mm y media en 600 μm .

La composición modal de las areniscas de la Formación Cerro Largo permite distinguir dos petrofacies IV y V, las cuales se corresponden a las porciones

media y superior de la unidad, respectivamente.

Petrofacies IV. Son areniscas cuarzosas a levemente sublíticas de composición promedio $\text{Qm}_{90} \text{F}_0 \text{L}_{10}$ (Tabla 1, Fig. 7). Existe un notable predominio del cuarzo monocristalino sobre los otros componentes. Entre los muy escasos líticos puede reconocerse cuarzo policristalino, y en menor medida fragmentos de chert subredondeados e intraclastos pelíticos (principalmente de arcilitas).

En la petrofacies IV la matriz es escasa a muy escasa (<10 %) y está compuesta por illita (tamaño promedio de 5 μm) y muscovita en láminas (de hasta 10 μm), siendo ambas detríticas (protomatriz). También se observa illita recristalizada y chert intersticial (ortomatriz). Ocasionalmente se reconoce pseudomatriz compuesta por granos de cuarzo fracturados muy angulosos con tamaño variable entre 30 y 70 μm .

Petrofacies V. Se conforma de areniscas cuarzosas (Tabla 1, Fig. 7) compuestas casi enteramente por cuarzo monocristalino con moda promedio de $\text{Qm}_{96} \text{F}_0 \text{L}_4$ y eventualmente pueden observarse muy escasos granos de cuarzo policristalino, chert o clastos pelíticos.

En esta petrofacies la matriz es ausente a muy escasa (<1%) compuesta por argilominerales con recristalización (ortomatriz) e intercrecimiento de chert y óxidos de hierro.

Según resultados de difracción de rayos X, la illita constituye el componente más abundante (50-90 %) en la fracción arcillosa de esta unidad. Este argilomineral sería mayormente de tipo autigénico ya que predomina el politipo 1Md (IC ~0,6-0,7), y se relaciona a un origen mesodiagenético. Dentro de ésta se incluye a la glauconita que se hace abundante en la sección inferior de la formación. En menor medida se reconoce illita detrítica del politipo 2M1. Los interestratificados de illita-esmectita se caracterizan por un grado de ordenamiento de tipo R0-R1 con alrededor de 50-60% de capas expansivas lo cual indica una profundidad de formación menor a los 4km y temperaturas cercanas a los 100°C, coincidiendo con un régimen mesodiagenético somero-intermedio. La caolinita es abundante (30-60%) en la base y en el tope de la unidad y aparece como producto de alteración meteórica en niveles pelíticos asociados a discontinuidades y/o discordancias (Gómez Peral, 2008).

Formación Olavarría. En esta formación no se

Tabla 1. Componentes detríticos determinados petrográficamente. Referencias: Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Ls: líticos sedimentarios; M: matriz; F: feldespatos; Lt (líticos totales: incluye líticos sedimentarios y cuarzo policristalino). Las clasificaciones de las areniscas según las propuestas de Folk *et al.* (1970) y de Dott (1964) modificada por Pettijohn *et al.* (1987).

Table 1. Detrital components petrographically determined. References: Qm and Qp: mono and polycrystalline quartz; FK: K-feldspar; Pl: plagioclase; Ls: sedimentary lithic; M: matrix; F: feldspar; Lt: total lithics (including sedimentary lithics and polycrystalline quartz). Classifications of sandstones based on Folk *et al.* (1970) and Dott (1964) modified by Pettijohn *et al.* (1987).

ha podido definir la composición modal debido a que la granulometría es, en general, muy fina, predominantemente pelítica. Sin embargo, pudieron identificarse diversos rasgos al microscopio así como características composicionales de las fracciones finas mediante difracción de rayos X.

En las fangolitas y fangolitas arenosas (facies Fh y Ho; Figs. 3, 4) de esta unidad la fracción arcillosa es muy abundante (> 60%), reconociéndose dos tipos principales: una muy fina (arcillosa) y masiva y otra laminada con arqueamiento de los argilominerales en los contornos de los clastos.

En la facies heterolítica de la base (Ho), las pelitas amarillentas (Fig. 4) son limolitas cuarzosas muy finas, con cemento ferruginoso y microfábrica tangencial. Los clastos son de cuarzo monocristalino subanguloso, con tamaños de grano que varían entre 30 y 200 μm (limo fino y arena muy fina) y promedio alrededor de los 50 μm (limo grueso). La matriz arcillosa es escasa a moderada (10-20%) y de composición illítica, constituida de una protomatrix parcialmente recristalizada a ortomatrix.

Hacia el tope de la unidad, se observa que las pelitas rojizas (Clo) (Fig. 4) presentan como componentes detríticos cuarzo de tamaño limo fino y argilominerales.

En la facies de conglomerado intraformacional (MCh) (Fig. 4), se reconocen dos tipos de clastos: intraclastos pelíticos y de chert, ambos con forma subprismática a subredondeada o redondeada, orientados paralelamente a la estratificación y en menor medida verticalmente. Esta facies está pobremente

seleccionada y se caracteriza por presentar fábrica flotante.

Se identificaron, por difracción de rayos X, argilominerales como la illita y los interestratificados de illita-esmectita. La illita en la fracción fina es asociada a un origen diagenético. Los interestratificados de illita-esmectita tienen un alto porcentaje de capas expansivas (>70% ó R0) por lo que la diagénesis que habrían alcanzado estos niveles correspondería a una mesodiagénesis moderada (Gómez Peral, 2008).

Componentes diagenéticos

Los cementos y minerales autigénicos se presentan en las rocas analizadas del Grupo Sierras Bayas tanto en los espacios porales como en la matriz (Figs. 8, 9). En los casos en los que se reconocen dos o más generaciones de cementos en un mismo espacio poral, se establece el orden de precipitación con la finalidad de determinar la secuencialidad de los cementos (Burley y Kantorowickz, 1986; Morad *et al.*, 1994; Vagle *et al.*, 1994; McKay *et al.*, 1995; Morad *et al.*, 2000; Worden y Burley, 2003; Beitler *et al.*, 2005; Salem *et al.*, 2005; Harris, 2006; Gier *et al.*, 2008; Lee y Lim, 2008).

Entre los cementos que se describirán a continuación se destaca el chert, ya que constituye un tipo de cementación silíceo muy común en sedimentitas del Neoproterozoico, y que ocurre como cemento intersticial, como relleno de venas o bien como reemplazo de minerales precursores principalmente de tipo carbonáticos en donde puede

Figura 8. Microfotografías de las microfacies del miembro inferior de la Formación Villa Mónica: a) microfacies M10 con cuarzo policristalino, clorita secundaria, opacos, chert, matriz arcillosa con desarrollo de superficies de disolución; b) microfacies M1 con presencia de cuarzo policristalino y monocristalino, escasa matriz illítica con muscovita detrítica recristalizada y deformada, los contactos son suturados; c) microfacies M2 donde se observan feldespatos alterados, cuarzo de bordes irregulares con engolfamientos, illita y cemento calcítico (tipo LMC) y cuarzo (Qc); d) microfacies M9 presenta abundante cuarzo monocristalino (Qm) anguloso-subanguloso, matriz abundante, las flechas muestran que la matriz se deforma respecto a las caras inferiores de los granos (dropstones); e) microfacies M13 de arenita lítica donde se reconocen fragmentos líticos, cuarzo policristalino, cuarzo monocristalino, muscovita, pátinas arcillosas, cemento ferruginoso opaco; f) microfacies M11 de arenisca cuarzo feldespática donde se reconocen clastos de cuarzo policristalino, monocristalino, microclino, pátinas arcillosas, matriz illítica e illita autigénica.

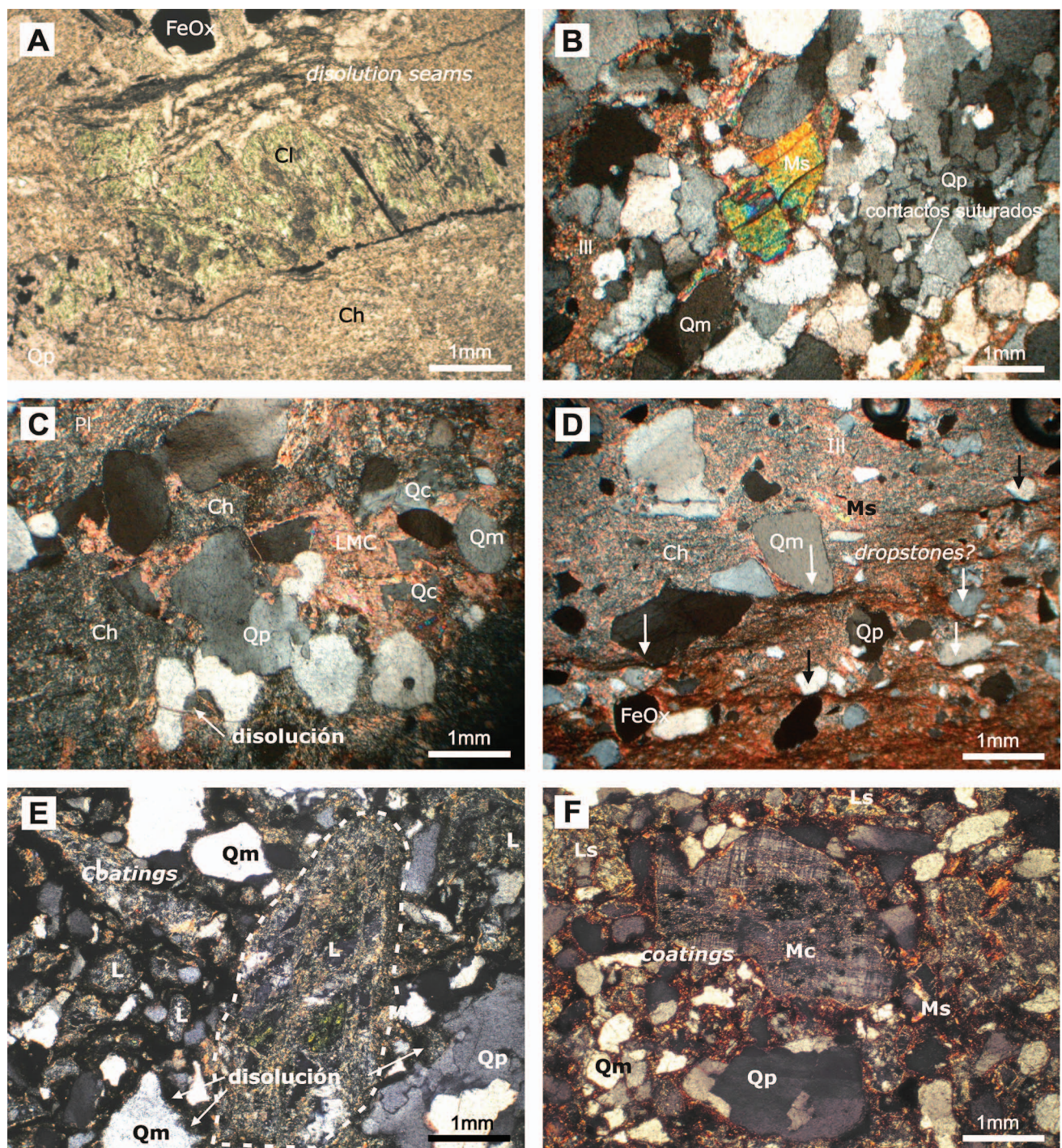
Figure 8. Microphotographs of microfacies from the lower section of the Villa Mónica Formation; a) microfacies M10 with polycrystalline quartz, secondary chlorite, opaque minerals, chert, clayey matrix with dissolution seams; b) microfacies M1 with presence of poly- and monocrystalline quartz, scarce illitic matrix with recrystallized and deformed detritic muscovite, contacts are of sutured type; c) microfacies M2 with altered feldspars, quartz with irregular borders and embayments, illite and calcite cement (LMC type) and quartz cement (Qc); d) microfacies M9 show mainly quartz monocrystalline (Qm) angular-subangular; abundant matrix, arrows show the deformation of matrix respect to the lower faces of grains (dropstones); e) microfacies M13 of lithic arenites, the lithic fragments are constituted by polycrystalline and sedimentary rock fragments, monocrystalline quartz, ferruginous cement, muscovite, and argillitic coatings are also distinguished; f) microfacies M11 of quartz feldspathic arenite with presence of poly and monocrystalline quartz, microcline, argillitic coatings, illitic matrix, authigenic illite.

tener un origen sinsedimentario o diagenético muy temprano (Perry y Lefticariu, 2005). Asimismo, el chert (constituido por cuarzo microcristalino, calcedonia y, en menor medida, megacuarzo), se observa concentrado en varios niveles dentro del Grupo Sierras Bayas, tanto tabulares (techo de la Formación Villa Mónica en la facies Lvh; base de la Formación Cerro Largo facies Chm) como en megaconcreciones (base de la Formación Cerro

Negro) (Fig. 3), y en concentraciones menores, como cemento eodiagenético en prácticamente todo el conjunto litológico.

Del mismo modo que en el apartado anterior, los componentes diagenéticos serán descritos según su aparición en cada unidad.

Formación Villa Mónica. Los cementos reconocidos en la sección basal de esta formación son silíceos



(chert, meso y megacuarzo), carbonáticos (calcita de bajo magnesio), óxidos de hierro (goethita y hematita) y argílicos (Figs. 8, 9a-b). En algunos casos, se ha podido reconocer su microtextura por análisis con microscopía electrónica (Fig. 10a-f).

Cementos silíceos: se reconocen principalmente como reemplazo y/o recristalización de minerales precursores o como cementos cristalinos. Entre ellos se distinguen variedades con microtexturas diferentes como el chert, cuarzo microcristalino, el crecimiento sintaxial de cuarzo y el meso y megacuarzo (>20 μm) constituido por un cemento secundario generalmente de formas irregulares que precipita tanto en los espacios intergranulares como en los intragranulares.

El cemento silíceo suele ser de cuarzo cripto a microcristalino con desarrollo de individuos subhedrales. El mismo se observa como intercrecimiento en arcillas de la matriz en pequeñas masas intersticiales, o como reemplazo de la misma. Este cemento también se reconoce en los contactos entre los granos de cuarzo, en los bordes de algunos clastos argilíticos y con escasa frecuencia como relleno de venas irregulares o como relleno de oquedades de hasta varios milímetros de diámetro.

Los crecimientos secundarios de cuarzo se presentan en continuidad óptica alrededor de granos del mismo mineral o bien como el relleno de poros primarios o secundarios en donde adquiere un aspecto homogéneo ó microgranoso y adopta formas tanto irregulares como con bordes rectos. Internamente

se observan trenes de inclusiones y láminas de arcilla en el contacto entre el clasto y el cemento. Este cemento se observa raramente intercrecido en la matriz. A modo de intercrecimiento en las facies pelíticas se identifica crecimiento autigénico de cristales euhedrales de cuarzo de tamaño muy fino ($\sim 20 \mu\text{m}$, Fig. 10d).

Cemento de calcita. Se reconoció únicamente en las facies basales conformando un cemento de reemplazo de cuarzo observado entre los granos o como relleno de poros secundarios dentro de los clastos de cuarzo y feldespato. La calcita es esparítica y de bajo magnesio (*LMC*, Fig. 8c). Asimismo, este cemento se encuentra como reemplazo de la matriz argilítica entre los clastos, dónde se desarrolla como macroesparita de tipo granular. En ocasiones forma el relleno de cavidades secundarias generadas por disolución de cuarzo y cementos cuarzosos. Por otra parte, se ha determinado mediante microscopio electrónico la presencia de un cemento carbonático tardío de textura afanítica y de tipo meniscado (Fig. 10a-b).

Cementos de óxidos de hierro. Estos cementos están representados por goethita y hematita como relleno de fracturas y poros secundarios, los cuales comúnmente pueden vincularse a la disolución previa de los cementos cuarzosos. También es frecuente la presencia de cementos ferruginosos en la matriz y/o como reemplazo de la misma (Fig. 8e). Este tipo de cementos precipitan con forma irregular como minerales de color negro opaco (hematita) o rojizo

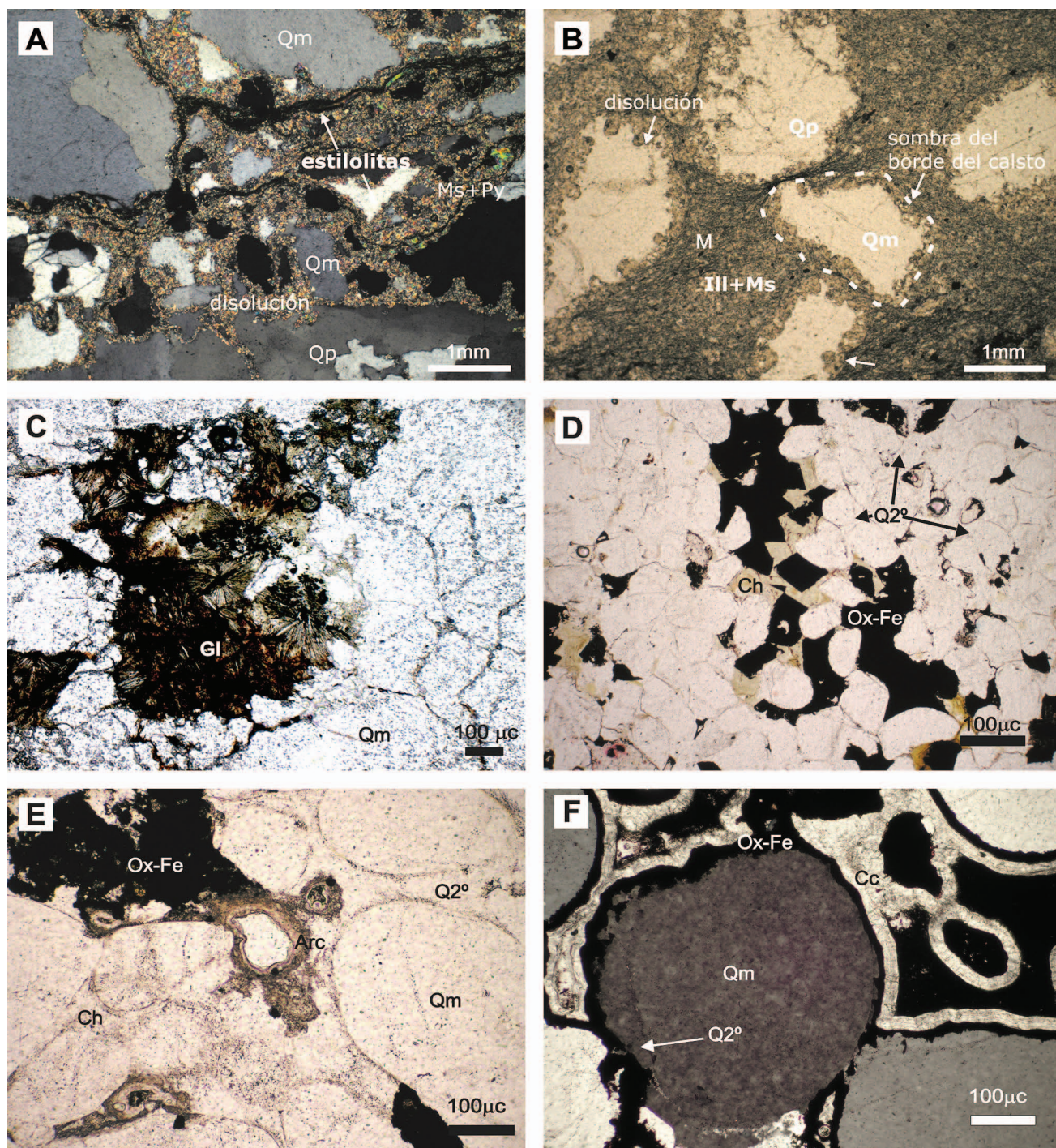
Figura 9. Microfotografías de las facies superiores del miembro silicoclástico de la Formación Villa Mónica (a-b) y de las facies de arenitas de la Formación Cerro Largo (c-f); a) microfacies M23b con superficies de estilolitas, la disolución es muy penetrativa y el cuarzo (mono y policristalino) ha sido removido y reprecipitado como cemento entre las arcillas (illita y pirofilita); b) microfacies M23a donde se reconocen los bordes originales como sombras de los granos de cuarzo previos a la disolución, entre los clastos se observan las arcillas deformadas, la matriz es muy abundante compuesta de muscovita e illita recristalizada; c) microfacies M27 en los espacios porales se desarrollan agregados fibroso-radiados de glauconita asociados a la pseudomatrix; d) microfacies M29: los clastos de cuarzo monocristalinos son subredondeados, en los espacios porales se reconoce matriz y cemento ferruginoso y crecimiento secundario de cuarzo; e) cemento argilítico de tipo zonado concéntrico, los minerales se disponen rodeando a los clastos de cuarzo, se asocia a chert; f) en los espacios generados por disolución del cuarzo secundario se reconocen minerales de reemplazo que generan bandeamientos dados por el crecimiento de óxidos de hierro y de calcedonia fibrosa bandeada.

Figure 9. Microphotographs of the upper facies from the silicoclastic member of the Villa Mónica Formation (a-b) and the sandstones of the Cerro Largo Formation (c-f); a) microfacies M23b with stylolitic surfaces, dissolution is very pervasive and quartz (mono and polycrystalline) is removed and reprecipitated as cement into claystones (illita and pyrophyllite); b) microfacies M23a is observed the original border grain as shadows previous to dissolution. Between clasts clayminerals are deformed by compactation; c) microfacies M27 in pore space grow glauconite in fibrous and radial aggregated related to pseudomatrix; d) microfacies M29 clasts of monocrystalline quartz are subrounded, pore spaces are filled with matrix, iron cement and quartz syntaxial cement; e) concentric and zoned argilitic cement, in which clayminerals are rounded quartz clasts, associated with chert; f) secondary pore spaces generated before dissolution of quartz cements is filled with replacement minerals with a banded microstructure which includes precipitation of iron oxides and fibrous-banded chalcedony.

traslúcido (goethita). Los óxidos de Fe se encuentran en los espacios generados por la disolución del cuarzo secundario, producidos tanto en condiciones diagenéticas someras como profundas. La goethita ha sido identificada constituyendo microrosetas en la matriz arcillosa (Fig. 10c).

Cementos arcillosos. Entre los argilominerales de origen autigénico se destaca la formación de illita autigénica intercrecida en la matriz (Fig. 8b) o

conformando un cemento argilítico en los bordes entre granos (*coatings*, Fig. 8f). Asimismo, se identifica en los planos de estilolitas. La agradación o recristalización de la illita de la matriz y el crecimiento autigénico de illita en cristales de mayor tamaño (Fig. 10e) ó como microfibras es frecuente (Fig. 10f). La clorita es más frecuente en la sección basal de la unidad (Fig. 8a). Aunque la misma se presenta en láminas gruesas (> 4 μm), se la reconoce



como producto de alteración de anfíboles y biotitas detríticas. La caolinita se presenta en la fracción gruesa, algo similar a lo observado con la clorita, aunque como producto de alteración de feldespatos alcalinos.

Formación Cerro Largo. Los cementos y minerales autigénicos reconocidos en esta unidad son cuarzo, calcedonia, glauconita, hematita, goethita, pirita, illita y caolinita (Fig. 9c-f).

Cementos silíceos. El cemento de cuarzo es la fase cementante principal en la asociación de facies cuarcíticas y con frecuencia alcanza a obliterar todos los espacios porales en forma de crecimientos secundarios. Este cemento genera contactos planos y puntos triples (Fig. 9c-d). Además se reconocen otros cementos silíceos como el chert microcristalino que rellena el espacio poral y ocasionalmente se muestra intercrecido con glauconita y en la matriz arcillosa. También la calcedonia con microestructura bandeada que adopta la forma de los bordes originales de los granos de cuarzo se hace presente en estas facies (Fig. 9f).

Óxidos de hierro. El cemento hematítico se reconoce con desarrollo de cristales euhedrales en los espacios porales (Fig. 9d), además de conformar concreciones y concentraciones (escala mesoscópica) que se ubican en los planos de debilidad como laminación entrecruzada, estratificación, etc., y en el interior de superficies meandriformes de estilolitas. Por otra parte, en poros secundarios este cemento se observa como reemplazo de cementos cuarzosos constituyendo una segunda generación (Fig. 9f). Las observaciones bajo microscopio de luz reflejada permitieron visualizar el reemplazo del cemento ferruginoso (hematita) de los crecimientos secundarios de cuarzo e incluso de granos de cuarzo, el cual ocupa los espacios generados por disolución. La goethita se observó como un cemento que rellena de manera parcial algunos poros.

Pirita. Este mineral se reconoce en un nivel muy acotado de la base de la Formación Cerro Largo, en la facies de pelitas rojizas, donde se encuentra como cristales euhedrales completamente oxidados y reemplazados por óxidos de hierro, principalmente por hematita.

Argilominerales. La glauconita es el mineral autigénico más característico en las facies psamíticas y pelíticas inferiores. Se la observa en los espacios porales formando agregados fibroso-radiados o

rodeando a los granos de cuarzo (Fig. 9c). Se reconoce la presencia de arcillas autigénicas conformando *coatings* o pátinas que rodean a clastos de cuarzo o como cemento argilítico de tipo zonado concéntrico (Fig. 9e).

Formación Olavarría. En esta unidad los cementos son escasos y en general de tipo microgranulares. Los mismos están representados por ópalo en delgadas venas paralelas a la laminación ($< 30 \mu\text{m}$ de espesor), óxidos de hierro asociados a la matriz, concentrados en los espacios intergranulares o en los intraclastos. En la facies de arcilitas y limonitas rojizas (Clo, Fig. 4) se reconocen concreciones carbonáticas desarrolladas en forma paralela a la estratificación (Fig. 6f), constituidas por calcita fibrosa bandeada con megacristales de centenas de micrones a escasos milímetros de espesor.

Microfacies silicoclásticas

El término microfacies fue utilizado en este trabajo en el sentido de Limarino y Caselli (1995) para caracterizar a un conjunto de rocas clásticas con aspectos microscópicos comunes, determinados a partir de un minucioso análisis petrográfico (Foucault y Raoult, 1985). Sobre la base de los principales atributos reconocidos en las unidades estudiadas (composición, cemento dominante y fábrica post-depositacional) se distinguieron treinta y tres microfacies dentro de las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas. Veinticinco de ellas pertenecen a la parte inferior de la Formación Villa Mónica (Tabla 2), cinco a la Formación Cerro Largo y tres a la Formación Olavarría (Tabla 3), las características de cada una de ellas se presentan en las mencionadas tablas.

Compactación

La compactación es el proceso de reducción del volumen en los sedimentos como consecuencia de la expulsión del agua poral. La misma tiene lugar en respuesta a la presión ejercida por la columna sedimentaria suprayacente, aunque también puede asociarse a las fuerzas de compresión bajo estrés tectónico (Worden *et al.*, 2000). Dado que en las areniscas, la compactación responde a la interacción de cuatro procesos: reacomodación, deformación plástica (granos dúctiles), disolución y rotura frágil

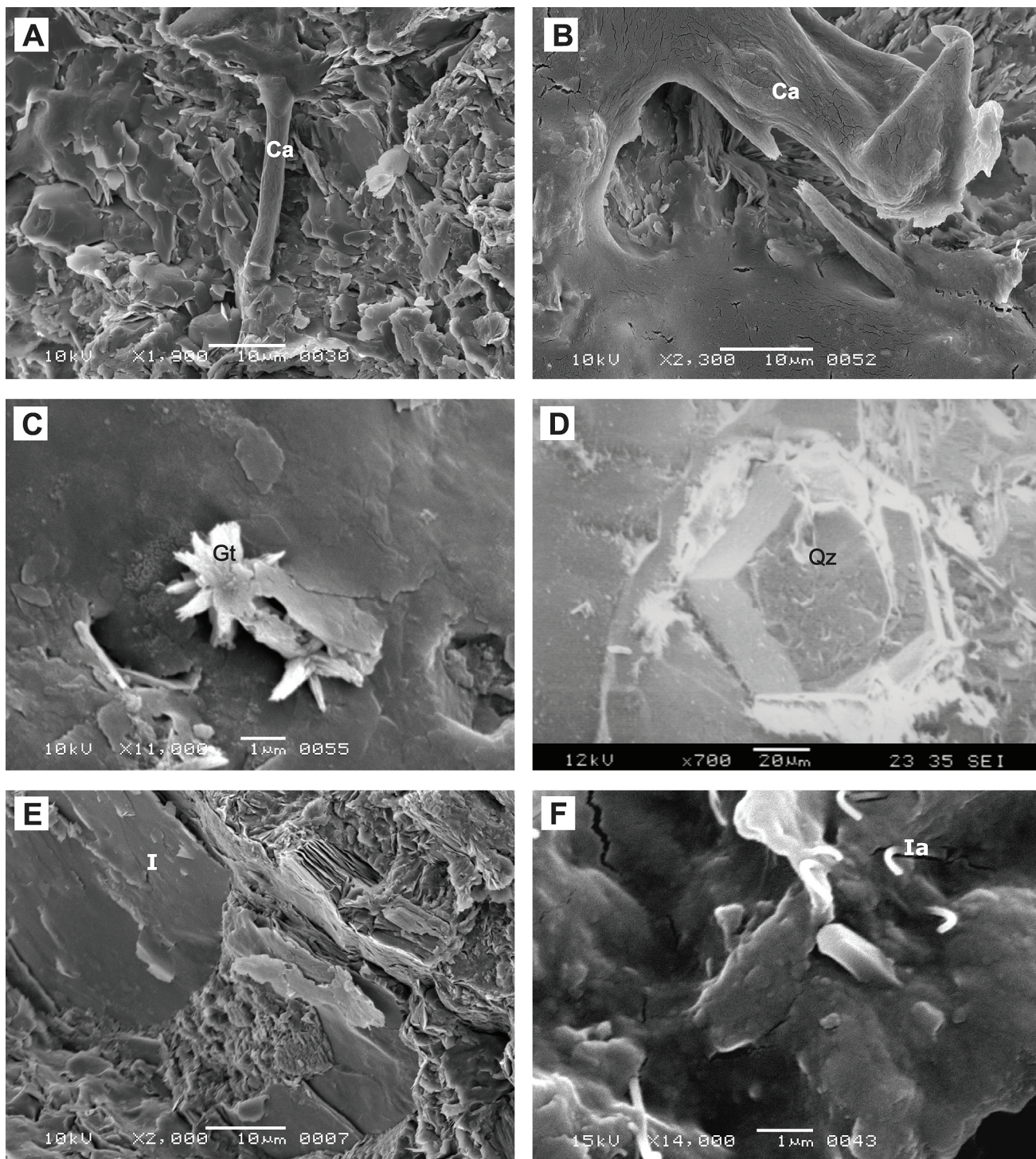


Figura 10. Microfotografías con MEB (EDX) de minerales autigénicos y cementos de la Formación Villa Mónica; a-b) cemento de calcita en menisco; c) cemento de goethita constituyendo microrosetas; d) crecimiento autigénico de microcristal de cuarzo euhedral intercalado en niveles pelíticos; e) arcillas autigénicas y detríticas (illita y muscovita); f) crecimiento autigénico de cristales aciculares de illita en la matriz pelítica. Referencias: I: illita; Ia: illita autigénica; Ca: calcita; Qz: cuarzo; Gt: goethita.

Figure 10. SEM microphotographs from of the authigenic minerals and cements of the Villa Mónica Formation; a-b) calcite cement in meniscus style; c) goethite cement in form of rosettes; d) authigenic quartz euhedral microcrystal in mudstone level; e) authigenic and detrital clayminerals (illite and muscovite); f) authigenic acicular illite crystals growing in the matrix. References: I: illite; Ia: authigenic illite; Ca: calcite; Qz: quartz; Gt: goethite.

(Sheldon *et al.*, 2003; Worden y Burley, 2003) los mismos serán tratados describiéndolos unidad por unidad.

En general, se asume, que la compactación mecánica domina hasta el kilómetro de profundidad y luego pasa al dominio de la compactación química, a partir de allí en adelante se reconocen procesos de disolución por presión. A medida que aumenta la profundidad de enterramiento, el tipo de contactos entre granos tiende a modificarse notoriamente, en donde los rectos y cóncavo-convexos aumentan a expensas de los tangenciales y flotantes. Luego, si continúa el enterramiento, se incrementan los contactos suturados producto de la presión-disolución típica de profundidades mayores a los 4 km (Scasso y Limarino, 1997), y a los 6 km de profundidad la porosidad de las areniscas se reduce a 0. En adición a esto, Harris (2006) señala que las estilolitas aparecen por primera vez aproximadamente a los 3 km de profundidad y a temperaturas de alrededor de los 100°C, y el volumen de cemento cuarzoso comienza a hacerse importante a partir de los 400 m de profundidad.

En las areniscas compuestas predominantemente de granos competentes (cuarzo y feldespatos), el potencial de reorganización de los mismos es mucho menor que el de las fangolitas. En adición a esto, el grado de compactación resultante es ampliamente dependiente de la proporción de granos dúctiles respecto de los frágiles (Worden *et al.*, 2000). En este sentido, se deben considerar una suma de factores como el tamaño de grano, selección, forma, orientación, composición, contenidos y tipos de matriz y de cementos, entre otros, durante la acomodación, deformación y disolución de los componentes (Worden *et al.*, 1997).

Formación Villa Mónica. El grado de deformación frágil-dúctil asociado a la compactación de los conglomerados, arenitas y vaques de esta unidad es muy importante. Este proceso diagenético se manifiesta a través de la flexuración de las micas (Fig. 8b), deformación plástica de granos de feldespato y micas y rotura frágil de granos de cuarzo. En las facies inferiores los clastos de cuarzo se encuentran, aunque en forma local, muy fracturados, mientras que los granos de feldespatos se muestran con bordes parcialmente disueltos. Asimismo, se reconoce acomodamiento mecánico de los granos con deslizamiento y desarrollo de estilolitas y

pseudoestilolitas (Figs. 8a, 9a). Las pseudoestilolitas o *dissolution seams* (Wanless, 1979) son más características de las facies en las que el porcentaje de arcillas es alto, tal como sucede en las microfacies M2, M4, M9, M12, M14, M22b, M23a-b, M24 y M25 de vaques, fangolitas y lutitas (Tabla 2).

La microfábrica de las arenitas presenta contactos entre granos principalmente de tipo suturados y algunos cóncavo-convexos, aunque se reconocen en menor medida bordes rectos (Fig. 8b). Los clastos de feldespatos y chert se presentan frecuentemente deformados dúctilmente y otros granos más competentes (cuarzosos) con rotura frágil. Es frecuente el desarrollo de planos de estilolitas de gran amplitud que ponen en contacto diferentes microfacies. En algunos casos se observa el desarrollo de estilolitas y venas con una orientación pseudoperpendicular a la estratificación, a las que podrían relacionarse con un origen tectónico (Bathurst, 1991). Sin embargo, las estilolitas paralelas a la estratificación (Fig. 9a), sumadas a la abundancia de bordes suturados y de clastos interpenetrados indican una compactación química muy avanzada que ha sido acompañada por disolución de los granos y en parte de la matriz. Los procesos de disolución también afectan internamente a los granos de cuarzo y al crecimiento secundario en los bordes de los mismos (Fig. 9b). Cabe destacar que se reconocen claramente tres tipos de disolución diferentes asociadas a procesos de compactación: a) en los contactos entre granos que origina bordes suturados, interpenetrados y cóncavo-convexos, b) disolución por presión que incluye tanto al material detrítico como a la matriz generando estilolitas, y c) corrosión en un mismo grano generando poros secundarios intragranulares (Fig. 8f).

En las microfacies de vaques M2, M4, M9, M12, M14, M23a-b, M24 y M25 de la Formación Villa Mónica (Tabla 2) la microfábrica es más abierta, ya que los contactos entre granos son predominantemente flotantes, debido a la abundante matriz (Fig. 8d). Sin embargo, la disposición entre los granos y la matriz es muy apretada (Fig. 9a). En algunos casos se han reconocido contactos de tipo tangencial y recto. La compactación química está representada por la cementación y recristalización de los componentes de la matriz, fundamentalmente argilominerales con desarrollo aleatorio de superficies apretadas y deformadas que afectan los bordes inferiores de los granos.

El grado de compactación mecánico-química

Microfacies	Componentes detríticos		Cementos y minerales autigénicos	Denominación
	clastos	matriz %		composición / cemento dominante / microfábrica
M1	Qp, Qm, FK, Pl,	< 7	III/Ms	Conglomerado Q -F/ cemento argilítico/ f. suturada
M2	Qm/Qp/F			Vaque Q
M3	Qm/Qp/F/Mc		Qz2°/III	Arenita subarc./argilítico/f. suturada
M4	Qm/Qp/F/L	30-40	Ch/FeOx	Vaque/ferruginoso/f. flotante
M5	Qm/Qp/IP	5-20	Qz2°/Ms/Ch	Arenita cuarzosa/III -Qz-Ch/F. suturada
M6	Qp/Qm	< 7	Ms/Qz2°/Ch/FeOx	Arenita cuarzosa/Qz2° -III -Ch/Fábrica cóncavo -convexa
M7	Qp/Qm	-	Gt	Conglomerado cuarcítico/hematina-Goethita (Q2°) tangencial
M8	Qm/Qp/Bt	-	Ch/III/Qz2°	Conglomerado Q / Ch -Arg/ fábrica tangencial
M9	Qm/Qp	50-65	Ch/Ms	Vaque Q/ matriz/ f. flotante
M10	Qp/F/Ms/maf	< 15	III/ Cl/ K	Gruss pseudoestratificado
M11	Qm/Qp/FK/L	< 10	III/ FeOx	Arenita sabulítica subarcósica/matriz/f. tangencial
M12	Qm/L	< 15	III/Ch/FeOx	Arenita cuarzosa "sucia"/cemento ferruginoso -matriz/f. flotante
M13	Qm/Qp/L	-	III/FeOx/Ch	Arenita conglomerádica lítica/cemento ferruginoso/ f. tangencial
M14	Qp/Qm/Pl	20-30	Ch/Qz2°	Vaque Q -F / matriz illítica / f. flotante a tangencial
M15	Qm/Qp/FK/Pl/L	10	Ch/Ca/FeOx	Arenita sabulítica subarcósica / chert / f. cóncavo -convexa
M16	Qp/Qm/L	10-15	Ch/III	Sublitoarenita/ matriz illítica / f. cóncavo -convexa
M17	Qm/L	-	FeOx	Arenita cuarzosa/ cem. ferruginoso /cóncavo -convexa
M18	Qm 95%	< 5	Qz2°/III/FeOx	Arenita conglomerádica cuarzosa / matriz illita+chert/ f. cóncavo -convexa
M19	Qm, Qp, Ls	< 10	Ch	Arenita cuarzosa / matriz illítica / f. cóncavo -convexa
M20	Qp 70%	< 5	-	Arenita cuarzosa / matriz illítica / f. suturada
M21	Qp 50 y qm 50	< 2	Qz2°/III	Arenita cuarzosa / (Qz2°) / f. recta
M22 a	Qm	< 2	Qz2°	Arenita cuarzosa mediana a gruesa/ Qz 2°/ f. suturada
M22 b	Qm	< 15	III	limolita-arenita muy fina cuarzosa / matriz illita -Ms / f. tangencial
M23 a	Qm	35-70	Arc. (III, Py)	Fangolita / matriz illítica / f. flotante
M23 b	Qm / Qp	< 35	III/Py	Vaque/ arcillas autigénicas/ f. flotante
M24	Qp/Qm	15-30	Ch/Q/III	Vaque/ Ch -III / F. flotante
M25	Qm	> 80	Ch	Lutita / Ch / F. flotante

Tabla 2. Microfacies de la sección basal silicoclástica de la Formación Villa Mónica. Referencias: Qm y Qp: cuarzo mono y policristalino, respectivamente; F: feldespato; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; L: lítico; O: otros; Op: mineral opaco; Maf: minerales máficos; Ms: muscovita; Qz2°: crecimiento secundario de cuarzo; Ill: illita; Cl: clorita; K: caolinita; Py: pirofilita; Ca: calcita; Ch: fanita; FeOx: óxidos de hierro; Gt: goethita. Litofacies: C: conglomerado; S: arenisca; A: arenita; V: vaque; F: fangolita; L: caliza; s: sabulita; QF: subarcósica; Q: cuarcítica; F: feldespática; L: lítica; QL: sublítica

Table 2. Microfacies of the lower silicoclastic section of the Villa Mónica Formation. References: Qm and Qp: mono and polycrystalline quartz, respectively; F: feldspar; FK: K-feldspar; Pl: plagioclase; L: lithic; O: other; Op: opaque; Maf: mafic minerals; Ms: muscovite; Qz2°: quartz overgrowths; Ill: illite; Cl: chlorite; K: kaolinite; Py: pyrophyllite; Ca: calcite; Ch: chert; FeOx: iron oxide; Gt: goethite. Lithofacies: C: conglomerate; S: sandstone; A: arenite; V: wacke; F: mudstone; L: siltstone; s: fine conglomerate; QF: subarcosic; Q: quartzose; F: feldspathic; L: lithic; QL: sublithic.

alcanzado es alto debido a la reducción completa de la porosidad, producto de la acomodación e interdigitación de los granos. Ésto, sumado al predominio de la fábrica suturada permite atribuirle un enterramiento a profundidades cercanas a los 5-6 km según el esquema propuesto por Worden y Burley (2003).

Dentro de las microfacies reconocidas en el subsuelo (M10 a M25, Tabla 2), la microfábrica denota un dominio de contactos tangenciales con algunos

rectos. Asimismo, se observan pátinas arcillosas, es decir que los clastos suelen estar aislados entre sí, otorgándole a la roca un aspecto de microfábrica flotante. Por este motivo, el grado de compactación es difícil de establecer, dado que se considera que la microfábrica compactacional mesodiagenética ha estado en función del contenido de matriz por un lado y, por el otro, habría sido modificada por procesos posteriores al enterramiento como la participación de fluidos hidrotermales y de la telodiagénesis.

En general predomina la microfábrica flotante con algunos contactos tangenciales y rectos, y con menor frecuencia cóncavo-convexos. Se observa que los contactos preservados constituyen un relicto de la microfábrica previa a un proceso de disolución mediante el cual los mismos han sido borrados (Fig. 9b).

En la microfábrica de sublitoarenitas y arenitas líticas con abundante cuarzo policristalino (microfacies M6, M15, M16, M17 y M19; Tabla 2), se observa predominio de contactos cóncavo-convexos, los cuales se encuentran fuertemente anexados (casi interpenetrados). La compactación está dada asimismo por la disolución de los granos más lábiles y las fracturas tenues presentes en algunos granos de cuarzo.

Por otra parte, se reconocen rasgos de disolución que afectan a los granos de feldespatos los cuales se presentan con oquedades (Fig. 8f). Este proceso afecta asimismo a los bordes de los granos de cuarzo, chert y cuarzo microgranoso, por lo que los granos adquieren formas muy angulosas, engolfamientos y bordes irregulares (Fig. 8e-f). Los procesos de disolución, producen una porosidad secundaria que es obliterada más tarde con cementos de chert, cuarzo, hematita y calcita.

Formación Cerro Largo. En esta unidad los procesos de compactación están representados por evidencias ligadas tanto al enterramiento como a esfuerzos tectónicos locales vinculados al levantamiento de la unidad.

En las diamictitas de la base de la asociación de facies psamítica y pelítica (Fig. 4), se reconocen megaclastos de arenita muy deformados tanto plegados como fracturados (Fig. 6a-b). Petrográficamente, la microdeformación de los granos se manifiesta en la generación de contactos cóncavo-convexos en las microfacies de la asociación de facies psamítica y pelítica, y por la presencia de una fuerte laminación en las pelitas de la base.

En las microfacies M26, M27, M28 (de la parte inferior de la formación, Tabla 3) los contactos entre los granos son tangenciales, aunque en menor medida se reconocen cóncavo-convexos (Fig. 9c). Algunos clastos de cuarzo se encuentran parcialmente disueltos tanto en los bordes como internamente (Fig. 9d-f). Asimismo se reconoce la formación de estilolitas asociadas a precipitación de cementos ferruginosos.

En las microfacies M29 y M30 (sector superior de esta unidad, Tabla 3) los contactos entre los granos son predominantemente rectos y tangenciales y en algunos casos hasta cóncavo-convexos (Fig. 9d-f). El grado de compactación es moderado y está en función de los tipos de contactos como así también respecto a la presencia de estilolitas. Es frecuente la ausencia de contactos entre granos en donde la porosidad primaria resulta mucho más elevada (Fig. 9e-f), esto sugiere que habrían alcanzado profundidades de alrededor de los 3 km (Worden *et al.*, 1997; Worden y Burley, 2003).

Formación Olavarría. En las facies pelíticas de esta unidad el grado de compactación varía desde escaso a moderado y está dado por la presencia de laminación en algunos casos con arqueamiento de los argilominerales en los contornos de los clastos. Las fábricas son, en general, de tipo flotante con algunos contactos tangenciales y otros muy escasos bordes rectos.

La compactación es escasa y se encuentra representada por una laminación paralela a la estratificación. En los intraclastos pelíticos del conglomerado intraformacional (MCh) se observa la orientación paralela y deformación de los mismos asociada al desarrollo de superficies de disolución ó *dissolution seams*. Cabe destacar que los clastos líticos están internamente compuestos por fragmentos de limolita. Entre ellos, se observa un predominio de los contactos entre granos de tipo tangenciales aunque algunos son rectos.

Facies diagenéticas

El reconocimiento de las facies diagenéticas permite caracterizar un tramo de la sucesión sedimentaria sobre la base de sus rasgos diagenéticos, o bien referir cambios diagenéticos reconocidos en sentido regional (Scasso y Limarino, 1997). Beitler *et al.* (2005) indican que las facies diagenéticas pueden identificarse por medio de la evaluación de los mecanismos de formación, relaciones paragenéticas y duración relativa de los procesos diagenéticos y/o grado de alteración diagenética, considerando las variaciones mineralógicas, el contenido de óxidos y tipos de cementos, entre otros rasgos. Por lo tanto, su desarrollo dependerá de los cambios en el fluido intersticial respecto al sistema geoquímico y de las variaciones en las condiciones redox. Los cambios

Microfacies	Componentes detríticos		Cementos y minerales autigénicos	Denominación
	clastos	matriz %		composición / cemento dominante / microfábrica
M26	Qm>>Qp	< 5	Qz2°/Ch	Arenita sublítica (L _{op}) / Qz2° / tangencial
M27	Qm>>>Qp	< 10 pseudomatriz	Qz 2°/ Gt / Gl	Arenita sublítica (L _{op}) / glauconita / cóncavo-convexa
M28	Qm	ni	Q2°/Ch/Ca(LMC)	Arenita cuarzosa / Qz2°/ tangencial
M29	Qm/Ch	< 5 ortomatriz	Hm/ Gt/ Qz2°	Arenita cuarzosa / hematita-goethita / planar
M30	Qm	ni	Qz2°/Cd/Hm/coatings	Arenita cuarzosa / calcedonia- hematita / tangencial
M31	IP/Ch	> 60	ni	Paraconglomerado intraformacional / matriz sostén/ flotante
M32	Qm	10-20 protomatriz	OpCT/ Hm	Limolita cuarzosa/ ferruginoso/ tangencial
M33	ni	ni	calcita fibrosa radiaxial	Cemento carbonático fibroso

Tabla 3. Microfacies de las Formaciones Cerro Largo (M26-M30) y Olavarría (M31-M33). Referencias: Qm y Qp: cuarzo mono y policristalino, respectivamente; F: feldespato; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; L: líticos; IP: intraclastos pelíticos; Op: ópalo; Cd: calcedonia; Ms: muscovita; Qz2°: crecimiento secundario de cuarzo; Ill: illita; Cl: clorita; K: caolinita; Py: pirofilita; Ca: calcita (LMC); Ch: chert o ftanita; FeOx: óxidos de hierro; Gt: goethita; Gl: glauconita.

Table 3. Microfacies of the Cerro Largo (M26-M30) and Olavarría (M31-M33) formations.

References: Qm and Qp: mono and polycrystalline quartz, respectively; F: feldspar; FK: K feldspar; Pl: plagioclase; L: lithic; IP: claystone intraclasts; Op: opal; Cd: chalcedony; Ms: muscovite; Qz2°: quartz overgrowth; Ill: illite; Cl: chlorite; K: kaolinite; Py: pyrophyllite; Ca: calcite (LMC); Ch: chert; FeOx: iron oxide; Gt: goethite; Gl: glauconite.

temporales en las condiciones diagenéticas indican el acoplamiento y regeneración de la arquitectura estratigráfica, fluidos circundantes y evolución de la cuenca.

En este sentido, y sobre la base de la presencia de diferentes microfacies presentes en la Formación Villa Mónica en distintas localidades, fue posible diferenciar dos facies diagenéticas que pertenecen a la sección basal de la unidad. La facies A, reconocida en afloramiento y formada por las microfacies M1 a M5 (Tabla 2), corresponde al núcleo septentrional de las Sierras Bayas, mientras la facies diagenética B, de subsuelo e integrada por las microfacies M11 a M15 (Tabla 2) está representada en el núcleo central.

La facies diagenética A se destaca por la presencia de cementos de calcita pobre en magnesio (LMC), chert, cementos ferruginosos meso y telodiagenéticos (hematita y goethita) y escaso crecimiento secundario de cuarzo. En la misma, la matriz es típicamente illítico-caolinítica, con granos de muscovita detrítica de mayor tamaño (protomatriz), y se encuentra recristalizada casi completamente con desarrollo de illita autigénica (ortomatriz). Las arenitas y vaques presentan microfábricas postdeposicionales apretadas donde predominan los contactos suturados. Cabe destacar que los granos se encuentran frecuentemente fracturados y se reconocen abundantes superficies de disolución por presión o estilolitas de gran amplitud.

La facies diagenética B es reconocida en perfiles de subsuelo por perforaciones con testigos en el núcleo central de las sierras. A pesar de conformar el mismo tramo de la unidad que representa la facies diagenética A, presenta diferencias sustanciales entre sus componentes diagenéticos con respecto a esta última. En la facies B se incluyen a las microfacies M11 a M15 (Tabla 2), en las que predominan los cementos argilíticos, con menor participación de cuarzo secundario y chert, y escaso cemento ferruginoso. La microfábrica diagenética está dominada por contactos entre granos de tipo tangencial y cóncavo-convexo, que se relaciona directamente a una mayor proporción de la fracción pelítica.

Regímenes diagenéticos

Los eventos diagenéticos reconocidos en las facies silicoclásticas del Grupos Sierras Bayas fueron divididos en cuatro regímenes diagenéticos que comprenden a la eodiagenesis (< 2 km, ≤70°C), mesodiagenesis temprana (2-3 km, 70-100°C), mesodiagenesis profunda (3-5 km, 100-200°C), y telodiagenesis (superficial) según el esquema propuesto por Morad *et al.* (2000) y Worden y Morad (2003).

Es indudable que el levantamiento tectónico y la incursión de fluidos meteóricos debieron haber

favorecido las alteraciones telodiagénicas en las sedimentitas del Grupo Sierras Bayas, a las que se asocian procesos de meteorización. Es probable que estos efectos hayan originado una pérdida de información sobre los procesos diagenéticos previos, modificando la porosidad de las rocas.

Formación Villa Mónica. Los procesos diagenéticos reconocidos en la sección inferior de esta formación involucran a transformaciones ocurridas durante los regímenes eodiagenético, mesodiagenético tanto inicial como profundo y telodiagenético, este último asociado a un levantamiento tectónico y exposición subaérea (Fig. 11).

Régimen eodiagenético. Esta etapa está representada por el reconocimiento de procesos de disolución, reemplazo y alteración de algunos componentes inestables procedentes del basamento como los feldespatos, minerales máficos (anfíboles y biotita) y micas (muscovita). Tales reacciones se traducen en la neoformación de arcillas como caolinita por alteración de feldespatos, clorita, reemplazo de calcita en las plagioclasas y formación de esmectita. Entre los cementos se reconocen chert, óxidos de hierro y argilominerales.

La clorita autigénica es escasa y se observa como el producto de la meteorización de anfíboles y biotita, es más frecuente en el *gruss* y conglomerado basal de la unidad. La caolinita se asocia a la hidrólisis de feldespatos del basamento, y está presente en escasas proporciones (< 10%) dentro de la fracción arcillas < 4 μm . Dado que este argilomineral se reconoce únicamente en las facies basales, se interpreta que este proceso es de carácter local.

Durante esta etapa, e inmediatamente después de la depositación, comenzaron los primeros fenómenos de compactación mecánica en las que se incluyen la reducción del espacio poral y desarrollo de contactos de tipo tangenciales entre los clastos.

Régimen mesodiagenético. Durante el régimen mesodiagenético somero ($\leq 3,5 \text{ km} - \leq 100-110^\circ\text{C}$) se desarrollaron los primeros rasgos de compactación química, registrados en reacciones de transformación de los minerales de arcilla tales como illitización y cloritización de esmectita y caolinita, como así también por la cementación cuarzosa. Asimismo, el desarrollo de contactos de tipo tangenciales y cóncavo-convexos y el crecimiento de interestratificados de illita-esmectita de baja a moderada cristalinidad son relacionados a esta etapa. Los crecimientos

secundarios de cuarzo habrían sido importantes, y se considera que éstos son dominantes cuando las areniscas alcanzan temperaturas de alrededor de los 80°C durante el enterramiento (Worden y Burley, 2003).

Como se mencionó anteriormente, la mesodigénesis profunda ($\geq 3,5 \text{ km} \geq 100-110^\circ\text{C}$) se relaciona a procesos de compactación mecánico-química avanzada caracterizados por la reducción completa de la porosidad, sin considerar la cementación, debida a la reacomodación e interdigitación entre los granos que condujo al desarrollo de contactos suturados y de estilolitas de gran amplitud con diseños meandriformes y anastomosados. Los procesos de disolución son muy penetrativos y alcanzaron a eliminar prácticamente por completo los cementos silíceos (crecimiento secundario de cuarzo) generados durante la etapa anterior (mesodiagénesis somera a intermedia) y fueron reemplazados por cemento de calcita pobre en magnesio (LMC) y por hematita. El crecimiento autigénico de illita de buena cristalinidad (en el límite entre la diagénesis y el anquimetamorfismo) y la evolución de interestratificados illita-esmectita con porcentajes elevados de illita (50-90%) constituyen asimismo otra evidencia de soterramiento profundo.

Régimen telodiagenético. Durante el régimen telodiagenético, la exposición subaérea de la unidad permitió la interacción con los fluidos meteóricos, dando lugar a la neoformación de caolinita, disolución de cementos cuarzosos desarrollados durante el soterramiento y cementación con goethita en su lugar. Asimismo, se observa el desarrollo de pátinas arcillosas alrededor de los granos de cuarzo. La degradación de los interestratificados illita-esmectita generados durante el enterramiento se vincula al aumento en el porcentaje de capas expansivas reconocido en estos niveles con meteorización, tal como lo sugieren Worden y Morad (2003).

Asociados a los procesos telodiagenéticos se reconoce la presencia de argilominerales de origen hidrotermal representados por la asociación argilítica pirofilita-illita, caracterizadas por su alto índice de cristalinidad de la illita y por la disposición azarosa de los cristales que constituye una microfábrica homogénea (Poiré *et al.*, 2005a; Gómez Peral, *et al.*, 2011).

Es importante tener en cuenta que la goethita es común en los sedimentos recientemente depositados y tiende a transformarse en hematita durante la

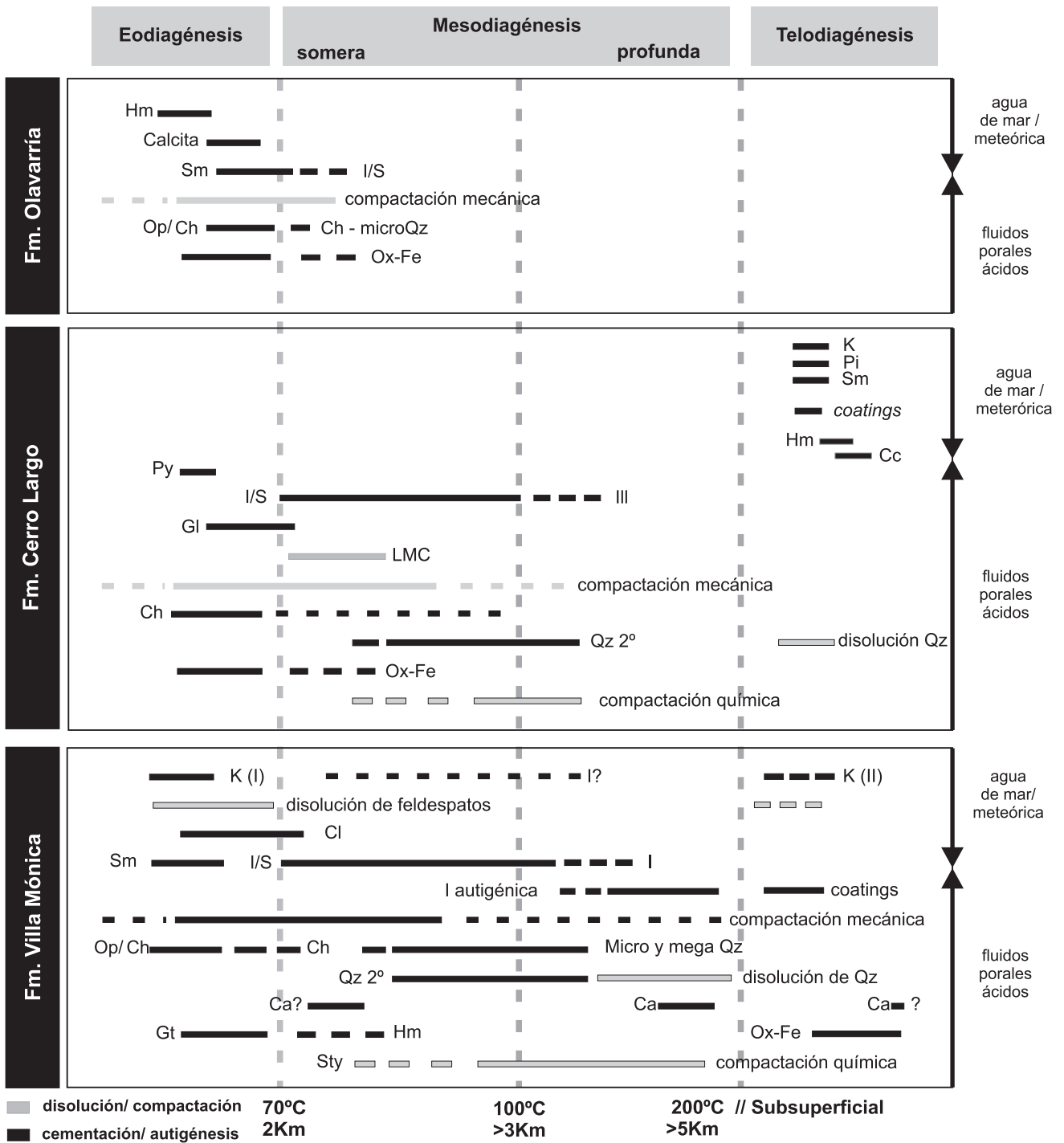


Figura 11. Secuencias paragenéticas reconocidas en las facies silicoclásticas de las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo y Olavarría, las cuales señalan la evolución en el tiempo de los procesos diagenéticos.

Figure 11. Paragenetic sequences recognized in the Villa Mónica, Cerro Largo and Olavarría formations, which show the evolution in time of the diagenetic processes.

diagénesis (Pettijohn *et al.*, 1987; Scasso y Limarino, 1997; Abrajevich *et al.*, 2009).

La evolución de la matriz ocurrida entre la eodiagénesis y mesodiagénesis profunda en el miembro silicoclástico de la Formación Villa Mónica,

puede resumirse de acuerdo a la siguiente secuencia: 1) desarrollo de esmectita y caolinita a partir de los componentes lábiles del basamento y/o sedimento producto de la meteorización; 2) transformación de la esmectita a interestratificados illita-esmectita y luego

a illita con el avance de la diagénesis; 3) crecimiento autigénico de illita; 4) recristalización y deformación frágil-dúctil de las micas detríticas (muscovita y biotita) y 5) se infiere la posible transformación de caolinita en illita (Fig. 11). Es importante aclarar que también se ha identificado la presencia de illita de origen detrítico como componente de la matriz.

Formación Cerro Largo. Los procesos diagenéticos reconocidos en esta formación fueron clasificados en tres grupos principales: los que caracterizan al tramo inferior de la formación (asociación de facies psamítica y pelíticas), los reconocidos en la porción superior (asociación de facies cuarzosas) y los que comparten ambas (Fig. 11). Los mismos incluyen transformaciones asociadas a eventos eodiagenéticos, mesodiagenéticos someros a intermedios y más tarde telodiagenéticos (posterior al levantamiento tectónico y/o exposición de la unidad), en los que se reconocen procesos de disolución, cementación, compactación con desarrollo de microfábricas diagenéticas características, entre otros (Fig. 11).

Cabe destacar que a diferencia de lo observado en las facies silicoclásticas de la Formación Villa Mónica, estas rocas habrían alcanzado un régimen de soterramiento menor dentro de la mesodiagénesis somera a intermedia (≤ 3 km).

Régimen eodiagenético. Durante esta etapa, las primeras evidencias de compactación, están dadas por la reducción del espacio poral y desarrollo de contactos tangenciales entre clastos. Se destaca la cementación silícea por cuarzo y en menor medida chert, por óxidos de hierro y argilominerales. La presencia de cristales euhedrales de pirita diseminados en las pelitas rojas de la base de la formación son asociados a condiciones donde las aguas porales fueron de carácter reductor durante la sedimentación y eodiagénesis con un enterramiento relativamente rápido (Worden *et al.*, 2000).

La presencia de glauconita como fase cementante se habría originado en el límite entre esta etapa y la mesodiagénesis. Su formación se relaciona a un ambiente de plataforma externa en donde las aguas porales son subóxicas en condiciones de reducción de nitratos por debajo del piso oceánico (Poiré, 1987a). Asimismo, este mineral indica que la velocidad de sedimentación era baja con pequeño incremento de materia orgánica que previene el consumo rápido del oxígeno y el entrapamiento de Fe^{+2} en las aguas porales (Morad *et al.*, 2000).

Régimen mesodiagenético. En las microfacies de arenitas, se identifica escasa recristalización de la matriz, y crecimiento autigénico de illita. Aunque es poco común, se ha reconocido en la asociación de facies cuarzosa la presencia de cemento carbonático compuesto de calcita pobre en Mg (LMC).

El tipo de cementación que predomina es el crecimiento secundario de cuarzo. El mismo se identificó en todas las microfacies (Tabla 3) y es dado por crecimientos en continuidad óptica en relación a los granos de cuarzo. Sin embargo, este tipo de cementación adquiere mayor magnitud en las microfacies cuarcíticas de la parte superior de la unidad.

En las microfacies de limolitas y areniscas finas de la sección inferior, los contactos entre los granos son tangenciales y cóncavo-convexos, mientras que en las microfacies cuarcíticas superiores dominan las fábricas tangenciales a flotantes (Tabla 3). Esta variación se atribuye a las diferencias en la proporción de matriz.

Régimen telodiagenético. En esta etapa se incluyen las evidencias de procesos de disolución de cementos y granos de cuarzo con la consecuente generación de porosidad secundaria. Esta importante disolución podría vincularse a la interacción con fluidos con pH alto (medio alcalino) el cual es avalado por la formación de arcillas aluminosas y donde la illita tiene un índice de Esquevin cercano a 0,7 (Esquevin, 1969) el cual indica su fuerte carácter aluminoso (Gómez Peral, 2008). En la mayor parte de los poros secundarios se reconoce una cementación y/o reemplazo de cuarzo por hematita y calcedonia bandeada (Fig. 9f). Ocasionalmente se ha identificado la presencia de pátinas arcillosas alrededor de los granos de cuarzo, en este caso asociados a chert. La caolinita se hace más abundante en el pasaje transicional entre las formaciones Cerro Largo y Olavarría y representa un nivel acotado en las pelitas amarillas. La oxidación de la pirita que se transforma en hematita podría asociarse asimismo a procesos telodiagenéticos.

En una superficie expuesta a meteorización se reconoció, por difracción de rayos X, una asociación argilítica o argilofacies compuesta por caolinita-esmectita-pirofilita, la cual podría vincularse al producto de una intensa meteorización con intervención de fluidos hidrotermales de baja temperatura conocida como alteración argilítica avanzada (Gómez Peral *et al.*, 2011).

Formación Olavarría. Esta unidad está constituida esencialmente por una asociación de facies pelíticas con excepción de un nivel de muy pobre exposición constituido por un conglomerado con intraclastos pelíticos (Fig. 4). Por este motivo, la caracterización petrográfica resulta menos compleja que en las unidades inferiores. En ésta se distinguieron tres microfacies, una de limolitas M31, un conglomerado intraformacional M32 y la microtextura de las concreciones carbonáticas del tope de la unidad M33 (Tabla 3).

Régimen eodiagenético a mesodiagenético inicial. La fase argilítica es de composición illítica y se encuentra poco recrystalizada. La laminación es fuerte con orientación preferencial de los argilominerales. Asimismo, como parte de los procesos ocurridos durante éste régimen se reconoce la precipitación de cementos silíceos.

En esta etapa tuvieron lugar procesos como la compactación mecánica dada por la laminación penetrativa, cementación con ópalo CT en venas; meteorización y/o pedogénesis con desarrollo de concreciones carbonáticas internamente septadas compuestas esencialmente de calcita fibrosa y con bandeamientos concéntricos. Se destaca la presencia de niveles ricos en hierro de tipo tabulares y paralelos a la estratificación, los cuales podrían constituir capas concrecionales asociadas a procesos eodiagenéticos. Asimismo, no se descarta que los mismos pudieran constituir niveles primarios enriquecidos en hierro del tipo de formaciones de hierro bandeadas ó *BIF-Banded IronFormation* (C. Gaucher *com. pers.*).

Por otra parte, la oxidación de cementos ferruginosos como pigmentos en las pelitas rojas del techo, y la cristalinidad de la illita (IC) estarían relacionados al campo de la diagénesis temprana (Gómez Peral, 2008).

Durante el régimen mesodiagenético se habría producido la recrystalización de la calcita de las concreciones formadas durante la etapa previa.

Régimen telodiagenético. En las capas rojas el cemento hematítico puede haberse originado por oxidación durante la telodiagénesis dada la interacción con fluidos meteóricos. La presencia de cemento de ópalo se asocia asimismo a un proceso de cementación ocurrido a poca profundidad. Aunque es escasa, se ha registrado la ocurrencia de caolinita asociada a los niveles con mayor meteorización de las capas rojas del tope de esta formación.

DISCUSION

En la cuenca de Tandilia el enterramiento y mesodiagénesis de la sucesión neoproterozoica del Grupo Sierras Bayas fue sucedido por un levantamiento y telodiagénesis, éste último regulado por los fluidos subsuperficiales los cuales llevaron a la formación de superficies de meteorización, superficies cársticas, y/o paleosuelos que ocurren al menos en dos episodios diferentes en la sucesión neoproterozoica. Asimismo, los procesos involucrados en la eodiagénesis suelen estar estrechamente vinculados a la composición original de las sedimentitas y a las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas imperantes durante su depositación (McKay *et al.*, 1995; Morad *et al.*, 2000).

Los procesos de compactación analizados en las facies de areniscas de la formaciones Villa Mónica y Cerro Largo muestran un marcado contraste dado por un muy fuerte grado de compactación en la primera unidad (5-6 Km) respecto a los referidos para la unidad superior (3-4 Km). Para arribar a una correcta interpretación de la diferenciación en la actuación de los procesos de compactación, se ha tenido en cuenta que la curva de pérdida de porosidad en areniscas arcósicas con matriz es comúnmente menos pronunciada que la esperada en areniscas cuarzosas sin matriz (Worden and Burley, 2003). En este último caso, las microfábricas suelen permanecer más abiertas durante el enterramiento debido a la respuesta competente de los granos. Sin embargo, hecha esta observación, no alcanza para explicar el grado de compactación diferencial representado por ambos niveles de psamitas.

En cuanto al esquema facial y paleoambiental se destaca el reconocimiento de nuevas facies de potencial origen glacial como son las fangolitas guijosas laminadas (facies FGh) de la sección basal de la Formación Villa Mónica y la facies Ds (diamictita Colombo) de la base de la Formación Cerro Largo. Cabe señalar que entre ambas unidades se encuentra el miembro dolomítico de la Formación Villa Mónica el cual presenta una excursión en la curva del isótopo del ¹³C de valores negativos en la base a positivos hacia la porción media y superior (Gómez Peral *et al.*, 2007). Estos valores son particularmente atribuidos a períodos postglaciales con elevación paulatina de la temperatura (A.J. Kaufman, *com. pers.*). A pesar de que la ubicación temporal de

estos posibles eventos de glaciación es aún incierta, los mismos tienen una fuerte implicancia en el contexto paleogeográfico y paleoclimático para el Neoproterozoico.

En la Formación Olavarría se identificó una facies de conglomerado intraformacional (MCh), que incluye rocas que en estudios recientes fueron relacionadas a una estrecha afinidad con una procedencia de arco volcánico, a partir de las relaciones $Zr/Sc < 10$ y $Th/Sc < 0.8$ (Zimmermann *et al.*, 2011). Sin embargo, si el origen de estos conglomerados es volcánico o volcánico-clástico sigue siendo motivo de estudio.

En lo que respecta al contraste observado en la composición detrítica de las areniscas del tramo inferior de la Formación Villa Mónica y las areniscas de la Formación Cerro Largo, se señala que las primeras registran una baja a moderada madurez composicional como resultado de un transporte relativamente corto respecto al área de aporte (basamento cristalino, Complejo Buenos Aires). Esta situación ha sido también probada fehacientemente a través de los datos de circones detríticos aportados por Rapela *et al.* (2007), Gaucher *et al.* (2008a) y Cingolani (2011), con un marcado descenso del porcentaje de feldespatos hacia las petrofacies superiores. La Formación Cerro Largo, por su parte, está compuesta de arenitas de alta madurez textural y composicional constituidas casi enteramente de cuarzo monocristalino.

Las características diagenéticas identificadas en el tramo inferior de la Formación Villa Mónica son esencialmente distintas a las establecidas para las formaciones Cerro Largo y Olavarría (Fig. 11). Los rasgos descritos en la unidad inferior del Grupo Sierras Bayas (Formación Villa Mónica) sugieren procesos y productos diagenéticos que indican una evolución a partir de procesos eodiagenéticos a mesodiagenéticos muy profundos (>5 km y $\sim 200^\circ\text{C}$). Por su parte, la Formación Cerro Largo se caracteriza por presentar rasgos diagenéticos que alcanzan un grado intermedio dentro de la mesodiagénesis (<4 km y $<150^\circ\text{C}$, Fig. 11) aunque, algunas microfacies preservan rasgos de diagénesis más bajos. En forma sobreimpuesta, se reconocieron procesos telodiagenéticos.

Para el caso de la Formación Olavarría, los procesos de diagénesis se caracterizan por no llegar más allá de una mesodiagénesis temprana. No obstante, la mayoría de los rasgos observados indican una preservación importante de rasgos eodiagenéticos

(Fig. 11). Dicha preservación de las microfábricas, donde son claramente más abiertas, se debe a la abundancia de materiales finos o pelíticos. En esta unidad, la formación de concreciones de calcita fibrosa tabicadas podría vincularse a la participación de colonias microbianas como las descritas en otras unidades (Hendry *et al.*, 2006) y que son asociadas a procesos sindeposicionales hasta eodiagenéticos. Por otra parte, se han identificado concentraciones de cementos de hematita en niveles concrecionales estratales. Los mismos fueron asociados a procesos diagenéticos, aunque para descartar que sean depósitos primarios de tipo BIF (*Banded Iron Formation*) debería profundizarse en su estudio. En tal caso podrían ser equiparables a los registrados en unidades correlacionables (por debajo de las calizas micríticas) en el Grupo Arroyo del Soldado, Grupo Nama y Grupo Corumbá.

De lo expuesto anteriormente se desprende que la discordancia ubicada en el contacto entre las formaciones Villa Mónica y Cerro Largo, a la cual nos referiremos en adelante como superficie Piedra Amarilla, ubicada en la base de la diamictita colombo (Poiré *et al.*, 2007; Poiré y Gaucher, 2009), estaría representando un lapso de tiempo y erosión muy importante, que pone en contacto a unidades con historias de enterramiento y levantamiento tectónico marcadamente diferentes. En tal sentido, se considera que la unidad basal del Grupo Sierras Bayas, Formación Villa Mónica, habría sufrido un enterramiento o mesodiagénesis profunda, seguida de un ascenso tectónico con desarrollo de una superficie cárstica (superficie Piedra Amarilla) donde se destaca una fuerte y penetrativa acción de la telodiagénesis (I), la cual habría ocurrido cerca de los 590 Ma según indican estudios paleomagnéticos (Rapalini *et al.*, 2008). Posteriormente, se habrían depositado las unidades suprayacentes, formaciones Cerro Largo, Olavarría y Loma Negra, las cuales habrían alcanzado más tarde el campo de la mesodiagénesis pero en este caso mucho menos acentuado que el observado para la Formación Villa Mónica, según indican las microfacies analizadas. Finalmente, todas estas unidades habrían sido exhumadas nuevamente durante el Mio-Plioceno (Poiré *et al.*, 2005b) y modificadas por procesos de meteorización sobreimpuestos o telodiagénesis II, aunque en un menor grado que la anterior.

Se considera ampliamente que el cemento silíceo es el más importante en la oclusión de poros de

areniscas enterradas profundamente (> 2500 m; Worden y Morad, 2000). Debido a que este tipo de cemento es un componente diagenético frecuente en las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas se presenta una discusión acerca de las posibles fuentes de sílice. Las mismas pueden ser intrínsecas o extrínsecas, y entre las más importantes se encuentran la disolución de feldespatos, disolución de fases solubles de sílice, transformación de minerales de arcilla, presión solución y reemplazo de cuarzo por carbonato (Sibley y Blatt, 1976; Burley y Kantorowicz, 1986; McBride, 1989; Rezaee y Tingate, 1997; Worden y Morad, 2000).

El crecimiento secundario de cuarzo se asocia a profundidades mayores dentro de la mesodiagénesis intermedia a tardía y a temperaturas que alcanzarían los 200°C (Surdam *et al.*, 1989; Boles y Frank, 1979). Sin embargo, la presión ejerce un fuerte control sobre el mismo, dado que la sílice en solución aumenta como una función exponencial de la presión efectiva (Dewers y Hajash, 1995), por ésto los cementos cuarzosos son escasos en rocas sometidas a sobrepresiones. Con respecto a la composición, la presencia de pátinas arcillosas, arcillas infiltradas y microcuarzo inhiben la cementación cuarzosa.

Se considera que las fuentes de sílice diagenética más probables en las areniscas de la Formación Villa Mónica serían intrínsecas, asociadas a procesos diagenéticos ocurridos dentro de la misma unidad, vinculadas principalmente a la transformación de minerales de arcillas (pasaje esmectita a illita). Asimismo, la disolución por presión y disolución y/o alteración de feldespatos son también fuentes importantes de sílice disuelta. Sin embargo, esta cementación habría sido fuertemente controlada por la presión, ya que sólo se reconocen relictos de crecimientos secundarios de cuarzo, que fueron mayormente disueltos y reemplazados por cementos ferruginosos y o carbonáticos durante el avance del enterramiento.

Por otro lado, en las cuarcitas de la Formación Cerro Largo se estima que las fuentes de sílice serían de tipo extrínsecas, posiblemente a partir de la transformación de las arcillas de las pelitas de la formación suprayacente (Formación Olavarría), principalmente por la transformación de esmectita a interestratificados de illita-esmectita. A diferencia de lo observado en la unidad infrayacente, las areniscas de esta unidad presentan un muy importante desarrollo y preservación de cemento cuarzoso dado

principalmente por crecimientos en continuidad óptica. Este cemento es sin duda el más abundante e importante en toda la sucesión y sólo manifiesta reemplazos parciales por cementos posteriores de origen telodiagenético.

Asimismo, la diferenciación de facies diagenéticas (A y B) dentro de las facies de la porción basal de la Formación Villa Mónica podría ser atribuida a la diferente porosidad y permeabilidad de las sedimentitas (mayor en la facies A que en la B). Esta distinción se presenta en mayor medida en las rocas del núcleo septentrional, sumado a que la facies diagenética A se habrían encontrado expuestas luego del fallamiento y movimiento de bloques asociados al Megaciclo Brasileño (Iñiguez *et al.*, 1989). En este sentido, los procesos relacionados a la exposición subaérea (telodiagénesis) son reconocidos en la facies diagenética A, mientras que la facies B permaneció en el subsuelo en el núcleo central de las sierras por lo que ha sido menos afectado por procesos meteóricos. La facies diagenética B registra además porcentajes más elevados de matriz que disminuyen la porosidad y permeabilidad de las rocas. Por otra parte, algunas microfases de la Formación Villa Mónica sugieren que estas rocas fueron afectadas por fluidos hidrotermales donde la disolución penetrativa de los granos de cuarzo y feldespato se traduce en bordes difusos y/o corroídos y engolfamientos. Estos fluidos habrían permitido la precipitación de argilominerales de muy buena cristalinidad y con microfábrica azarosa.

CONCLUSIONES

La sucesión sedimentaria representada por el Grupo Sierras Bayas se diferencia de la mayoría de las unidades contemporáneas (de Uruguay, Brasil, Sudáfrica y Namibia) por la ausencia de rasgos de metamorfismo y por la escasa manifestación de signos de deformación, lo que la convierte en un conjunto litológico prácticamente único en el contexto del margen sudoeste de Gondwana para el Neoproterozoico. Tales condiciones permitieron analizar minuciosamente las características faciales, petrográficas y microfaciales, éstas últimas para reconstruir la evolución diagenética de las unidades estudiadas.

Sobre la base de los atributos sedimentológicos reconocidos en afloramientos, canteras y testigos de pozo de las sucesiones silicoclásticas del Grupo

Sierras Bayas pudieron identificarse nuevas facies sedimentarias, que complementan el esquema facial clásico de Poiré (1987a). Particularmente, se distinguieron facies de potencial origen glacial como las fangolitas guijosas laminadas (facies FGh) de la sección basal de la Formación Villa Mónica y la facies Ds (diamictita colombo) de la base de la Formación Cerro Largo. En la Formación Olavarría se identificó una facies de conglomerado intraformacional (MCh), con potencial afinidad con una procedencia de arco volcánico.

El estudio petrográfico de detalle permitió reconocer una amplia variedad de microfacies en función de los componentes detríticos y diagenéticos presentes. Asimismo, se determinaron tres petrofacies en la Formación Villa Mónica y dos en la Formación Cerro Largo.

El aporte de sílice diagenética en las areniscas de la Formación Villa Mónica es considerado de carácter intrínseco vinculado a la transformación de arcillas y en menor medida, a la disolución por presión, y disolución y/o alteración de feldespatos. Por otro lado, en las areniscas de la Formación Cerro Largo la sílice provendría de fuentes extrínsecas, posiblemente aportadas por las unidades infra y suprayacentes.

Sobre la base de la comparación de las tres unidades silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas puede hacerse una clara distinción en cuanto a los rasgos de compactación evidenciados por cada una de ellas. Es así que en la Formación Villa Mónica el grado de compactación es muy marcado y se vincula a un enterramiento profundo. Por el contrario, en las unidades suprayacentes se presentan rasgos de enterramiento atribuibles a niveles más someros. Esto conduce a considerar que el espesor original de la Formación Villa Mónica debió ser mayor al representado actualmente (~80 m). Esto último, sumado a los estudios de procedencia a partir tanto de la geoquímica como de los circones detríticos (Zimmermann *et al.*, 2011; Gaucher *et al.*, 2008a; Cingolani, 2011) indican que la Formación Villa Mónica tiene una historia depositacional y diagenética diferente a la del resto de las unidades silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas.

La identificación de distintas facies diagenéticas en el sector basal de la Formación Villa Mónica en diferentes localidades permitió reconocer cambios diagenéticos en sentido lateral, que responden principalmente a la meteorización diferencial de las

facies debido a su ubicación actual (aflorada o en subsuelo) y a la abundancia de matriz.

Las características de la Formación Olavarría indican procesos de enterramiento somero, en donde se destaca la preservación de rasgos eodiagenéticos, como son la escasa deformación de la matriz, predominio de fábricas flotantes, preservación de concreciones carbonáticas y de niveles concrecionales ferruginosos sindeposicionales.

El reconocimiento de los diferentes regímenes diagenéticos representados en las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas, permite concluir que las historias de enterramiento de las unidades silicoclásticas infrayacente (Formación Villa Mónica) y las suprayacentes (formaciones Cerro Largo y Olavarría) fueron sustancialmente diferentes. Esta distinción se atribuye a un enterramiento diferencial que indica que las facies de la primera sucesión alcanzaron un régimen mesodiagenético profundo (>5 km y ~200°C), mientras que las sucesiones superiores se relacionan a un régimen mesodiagenético menor (<4 km y <150°C).

Asimismo, se ha podido constatar que los contactos entre las formaciones Cerro Largo y Olavarría, y entre las formaciones Olavarría y Loma Negra, están caracterizados por un pasaje transicional y contacto neto, respectivamente, en los que se reconocen cambios en las condiciones ambientales y del tipo litológico correspondiente, que condicionaron los procesos eodiagenéticos.

De los resultados obtenidos se desprende que la discordancia ubicada en el contacto entre las formaciones Villa Mónica y Cerro Largo representaría un lapso muy importante de tiempo y erosión, el cual constituye un límite irregular entre las dos unidades que muestran historias diagenéticas marcadamente diferentes. Asimismo, se destaca que esta superficie constituye un nivel cárstico con desarrollo de grandes cavernas relacionadas a procesos de meteorización durante un régimen telodiagenético que actuó intensamente sobre las dolomías infrayacentes.

Agradecimientos

Agradecemos al Lic. José M. Canalicchio (Cementos Avellaneda S.A.) por su apoyo durante las tareas de campo, y por facilitar el acceso a canteras, perforaciones y testigos de roca; al Lic. Jorge Maggi y al Sr. Pablo García por su colaboración en la preparación de muestras para difracción de rayos X.

de rayos X, y a los Sres. Daniel Mártire y Marcos Pousada por la preparación de las láminas delgadas. Asimismo, brindamos nuestro agradecimiento al Dr. Udo Zimmermann por la dirección de las tareas desarrolladas durante la estadía en la *Rand African University* (RAU), Sudáfrica, y a los Dres. Luís Spalletti y Alan J. Kaufman por su apoyo durante la elaboración de este manuscrito. Finalmente, nuestro reconocimiento a los árbitros de este trabajo, Dr. Claudio Gaucher y otro revisor anónimo, y a los editores de la revista, por sus valiosas recomendaciones.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrajeovich, A., R. Van der Voo y D.K. Rea, 2009. Variations in relative abundances of goethite and hematite in Bengal Fan sediments: Climatic vs. diagenetic signals. *Marine Geology* 267:191-206.
- Andreis, R.R., P.E. Zalba, A.M. Iñiguez Rodríguez y M. Morosi, 1996. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión superior de la Formación Cerro Largo, Sierras Bayas (Buenos Aires, Argentina). *VI Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas:293-298, Bahía Blanca.
- Barrio, C.A., D.G. Poiré y A.M. Iñiguez Rodríguez, 1991. El contacto entre la Formación Loma Negra (Grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro: un ejemplo de Paleokarst, Olavarría, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46:69-76.
- Bathurst, R.G.C., 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Cap. 3 Pressure-Dissolution and Limestones Bedding: the influence of Stratified Cementation, pp 450-463.
- Beitler, B., W.T. Parry y M.A. Chan, 2005. Fingerprints of fluid flow: chemical diagenetic history of the Jurassic Navajo Sandstone, Southern UTA, USA. *Journal of Sedimentary Research* 75:547-561.
- Bennett, M.R., P. Doyle y A.E. Mather, 1996. Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 121:331-339.
- Boles, J.R. y S.G. Frank, 1979. Clay diagenesis in Wilcox Sandstone of southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology* 49:55-70.
- Borrello, A.V., 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. *Paleontografía Bonaerense*, Fasc. 5, Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires, 1-42.
- Brand, U. y J. Veizer, 1981. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system – 2: Stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology* 51:987-997.
- Burley, S.D. y J.D. Kantorowicz, 1986. Thin section and SEM textural criteria for recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. *Sedimentology* 33:587-604.
- Cingolani, C.A., 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de La Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-010-0611-5.
- Dalla Salda, L. y A.M. Iñiguez, 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. *VII Congreso Geológico Argentino*, Actas I: 539-550, Buenos Aires.
- Dewers, T. y A. Hajash, 1995. Rate laws for water-assisted compaction and stress-induced water-rock interaction in sandstones. *Journal of Geophysical research* 100:13112.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 695-707.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36:491-505.
- Dott, R.H., 1964. Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 34:625-632.
- Esquevin, J., 1969. Influencié de la composition chimique des illites sur leur cristallinite. *Bulletin Centre Recherche Pau-SNPA* 3 (1), 147-153.
- Folk, R.L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology* 62:344-359.
- Folk, R.L., 1968. *Petrography of sedimentary rocks*. Hemphill's Bookstore, Austin, 170 pp.
- Folk, R.L., P.B. Andrews y D.W. Lewis, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13:937-968.
- Foscolos, A.E. y H. Kodama, 1974. Diagenesis of clay minerals from Lower Cretaceous shales of North Eastern British Columbia. *Clay and Clay Minerals* 22:319-335.
- Foucault, A. y J.F. Raoult, 1985. *Diccionario de geología*. Masson S.A., Paris, 309 pp.
- Frakes, L.A. y J.E. Francis, 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice rifting in the Cretaceous. *Nature* 333:547-549.
- Gaucher, C., y D.G. Poiré, 2009a. Palaeoclimatic events. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds): *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. *Developments in Precambrian Geology* 16, Elsevier, pp. 123-130.
- Gaucher, C., y D.G. Poiré, 2009b. Biostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. *Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, pp. 103-114.
- Gaucher, C., D.G. Poiré, L.E. Gómez Peral y L. Chigliano, 2005. Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Río de La Plata (Uruguay y Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12:145-160.
- Gaucher, C., S.C. Finney, D.G. Poiré, V.A. Valencia, M. Grove, G. Blanco, K. Pamoukaghlian y L.E. Gómez Peral, 2008a. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research* 167:150-170.
- Gaucher, C., G. Blanco, L. Chigliano, D.G. Poiré y G.J.B. Germs, 2008b. Acritarchs of Las Ventanas Formation (Ediacaran, Uruguay): implications for the timing of coeval rifting and glacial events in western Gondwana. *Gondwana Research*

13:488-501.

- Gaucher, C., A.N. Sial, D. Poiré, L.E. Gómez-Peral, V.P. Ferreira y M.M. Pimentel, 2009. Chemostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, pp. 115-122.
- Gier, S., R.H. Worden, W.D. Johns y H. Kurzweil, 2008. Diagenesis and reservoir quality of Miocene sandstones in Vienna Basin, Austria. *Marine and Petroleum Geology* 25:681-695.
- Gómez Peral, L.E., 2008. *Petrología y diagénesis de las unidades sedimentarias precámbricas de Olavarría, Provincia de Buenos Aires*. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata Tomo I: 327pp y tomo II: 292 pp. (inédito).
- Gómez Peral L., y D.G. Poiré, 2003. Petrographic and diagenetic features of the dolomitic facies of Villa Mónica Formation (Precambrian), Tandilia System, Argentina. *3rd Latin American Congress of Sedimentology Abstracts*:43-44, Belem.
- Gómez Peral, L., D.G. Poiré, U. Zimmermann, H. Strauss y J.M. Canalicchio, 2004. Petrología, geoquímica y diagénesis de las unidades carbonáticas neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas. Olavarría. Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas X Reunión Argentina de Sedimentología*, 74-75, San Luis.
- Gómez Peral, L.E., D.G. Poiré, H. Strauss H. y U. Zimmermann, 2007. C-O Isotope data and diagenetic constraints of the Neoproterozoic Sierras Bayas Group, (SW Gondwana), Argentina. *Chemical Geology* 237:127-146.
- Gómez Peral, L.E., A.N. Sial, D.G. Poiré, M.J. Arrouy y J.M. Canalicchio, 2010a. C-O Isotopes of the Ediacarian Loma Negra Formation, diagenetic implications: Barker area, Tandilia System, Argentina. *XVIII International Sedimentological Congress*, Abstract volumen: 398, Mendoza, Argentina.
- Gómez Peral, L.E., D.G. Poiré y A.J. Kaufman, 2010b. REE of Neoproterozoic - early Cambrian Phosphate concretions and their diagenetic implications. Tandilia System, Argentina. *XVIII International Sedimentological Congress*, Abstract volumen: 397, Mendoza, Argentina.
- Gómez Peral, L.E., M.S. Raigemborn, F. Ganem, D.G. Poiré y J.M. Canalicchio, 2011. Argilofacies con pirofilita en el Grupo Sierras Bayas, área de Olavarría, Argentina: implicancias genéticas. *XVIII Congreso Argentino de Geología*, Actas: 1100-1101. Neuquén, Argentina.
- Grathoff, G.H. y D.M. Moore, 1996. Illite polytype quantification using WILDFIRE© Calculated X-Ray Diffraction patterns. *Clays and Clay Minerals* 44:835-842.
- Harris, N.B., 2006. Low-porosity haloes at stylolites in the feldspathic Upper Jurassic Ula sandstone, Norwegian North Sea: an integrated petrographic and chemical mass-balance approach. *Journal of Sedimentary Research* 76:444-459.
- Hendry, J.M., M.J. Pearson, N.H. Trewin y A.E. Fallick, 2006. Jurassic septarian concretions from NW Scotland record interdependent bacterial, physical and chemical processes of marine mudrock diagenesis. *Sedimentology* 53:537-565.
- Iñiguez, A.M., 1999. La Cobertura Sedimentaria de Tandilia. In: Caminos R. (Ed), *Geología Argentina*. SEGEMAR, Anales 29, Buenos Aires, 101-106.
- Iñiguez, A.M. y P.E. Zalba, 1974. Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, Partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *Anales del LEMIT Serie 2*:95-100.
- Iñiguez, A.M., A. del Valle, D.G. Poiré, L.A. Spalletti y P.E. Zalba, 1989. Cuenca precámbrica-paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En: G. Chebli y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6:245-263. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica.
- Kantorowicz, J.D., 1985. The petrology and diagenesis of Middle Jurassic clastic sediments, Ravenscar group, Yorkshire. *Sedimentology* 32:833-853.
- Kübler, B., 1967. La cristallinité de Illite et les zones tout á fait supérieures du métamorphisme. *Etages Tectoniques-Colloque de Neuchatel* 18-21(1966):105-122.
- Lee, J.I., y Y.I. Lee, 2001. Kübler illite "crystallinity" index of the Cretaceous Gyeonsang Basin, Korea: Implications for Basin evolution. *Clays and Clay Minerals* 49(1):36-41.
- Lee, Y.I. y D.H. Lim, 2008. Sandstone diagenesis of the Lower Cretaceous Sindong Group Gyeongsang basin, southeastern Korea: Implications for compositional and paleoenvironmental controls. *Island Arc* 17:152-171.
- Limarino, C.O. y A. Caselli, 1995. Cherts (ftanitas) y niveles de silicificación en la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico), noroeste argentino. *Asociación Argentina de Sedimentología Revista* 2:37-56.
- Limarino, C., L.N. Net, P. Gutiérrez, V. Barreda, A. Caselli y S. Ballenti, 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(1):83-99.
- McBride, E.F., 1963. A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* 33:664-669.
- McBride, E.F., 1989. Quartz cement in sandstones: a review. *Earth Science Reviews* 26:69-112.
- McKay, J.L., F.J. Longstaffe y A.G. Plint, 1995. Early diagenesis and its relationship to depositional environment and relative sea-level fluctuations (Upper Cretaceous Marshybank Formation, Alberta and British Columbia). *Sedimentology* 42:161-190.
- Morad, S., H.N. Ben Ismail, L.F. De Ros, L.F. I.S. Al-Aasm y N.E. Sherrhini, 1994. Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sedimentology* 44:1253-1272.
- Morad, S., J.M. Ketzer y E.L. De Ros, 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology* 47:95-120.
- Perry, E.C.Jr., y L. Lefticariu, 2005. Formacion and Geochemistry of Precambrian Cherts. En: F.T. Mackenzie (Ed.), *Sediments, Diagenesis and Sedimentary rocks*, Treatise on Geochemistry, Elsevier, pp. 99-113.
- Pettijohn, F.J., P.E. Potter y R. Siever, 1987. *Sand and sandstones*. Second Edition. Springer Verlag, New York, 553 pp.
- Poiré, D.G., 1987a. *Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral 494, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata: 271 pp. (Inédito).
- Poiré, D.G., 1987b. Dolomitización estromatolítica / enterramiento tardío en el Precámbrico de Olavarría, provincia de Buenos Aires, Argentina. *X Congreso Geológico Argentino*, Actas II:25-28. San Miguel de Tucumán.
- Poiré, D.G., 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 2:1-11. Mendoza,

Argentina.

- Poiré, D.G.** y **L.A. Spalletti**, 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En R.E. De Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé y E.J. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincial de Buenos Aires*. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino: 51-68. La Plata.
- Poiré, D.G.** y **C. Gaucher**, 2009. Lithostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. En: C. Gaucher, A.N. Sial, G.P. Halverson y H.E. Frimmel (Eds.), *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Developments in Precambrian Geology 16:87-101. Elsevier
- Poiré, D.G.**, **L.E. Gómez Peral**, **S. Bertolino** y **J.M. Canalicchio**, 2005a. Los Niveles con pirofilita de la Formación Villa Mónica, Precámbrico de Olavarría, Sistema de Tandilia, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata. Actas II: 863-866.
- Poiré, D.G.**, **N.D. Canessa**, **G.J. Scillato-Yané**, **A. Carlini**, **J.M. Canalicchio** y **E.P. Tonni**, 2005b. La Formación El Polvorín: una nueva unidad del Neógeno de Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 315-322, La Plata, Argentina.
- Poiré D.G.**, **C. Gaucher** y **G. Germs**, 2007. La superficie "Barker" y su importancia regional, Neoproterozoico del Cratón del Río de La Plata. *VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Actas: 36. Mar del Plata, Argentina.
- Prækelt, H.E.**, **G.J.B. Germs** y **J.H. Kennedy**, 2008. A distinct unconformity in the Congo Caves Group of the Neoproterozoic to early Paleozoic Saldania Belt in South Africa: its regional significance. *South African Journal of Geology* 111:357-368.
- Rapalini, A.E.**, **D.G. Poiré**, **R. Trindade** y **D. Ficharte**, 2008. Geochronologic and geodynamic implications of palaeomagnetic results from the Sierras Bayas Group, Rio de La Plata Craton (Argentina). *VI South American Symposium on Isotope Geology*. Short Paper: 1-3. San Carlos de Bariloche.
- Rapela, C.W.**, **R.J. Pankhurst**, **C. Casquet**, **C.M. Fanning**, **E.G. Baldo**, **J.M. González-Casado**, **C. Galindo** y **J. Dahlquist**, 2007. The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83:49-82.
- Rezaee, M.R.** y **P.R. Tingate**, 1997. Origin of quartz cement in the Tirrawarra sandstone, Southern Cooper Basin, South Australia. *Journal of Sedimentary Research* 67:168-177.
- Salem, A.M.**, **J.M. Ketzer**, **S. Morad**, **R.R. Rizk** e **I.S. Al-Aasm**, 2005. Diagenesis and reservoir-quality evolution of incised-valley Sandstones: evidence from the Abu Madi Gas reservoirs (Upper Miocene), The Nile Delta Basin, Egypt. *Journal of Sedimentary Research* 75:572-584.
- Scasso, R.A.** y **C.O. Limarino**, 1997. *Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial 1, 260 pp.
- Sheldon H.E.**, **J. Wheeler**, **R.H. Worden** y **M.J. Cheadle**, 2003. An analysis of the roles of stress, temperature, and pH in chemical compaction of sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 73 (1):64-71.
- Sibley, D.F.** y **H. Blatt**, 1976. Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. *Journal of Sedimentary Petrology* 46:881-896.
- Surdam, R.C.**, **L.J. Crossey**, **E.S. Hagen** y **H.P. Heasler**, 1989. Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73:1-23.
- Teruggi, M.E.** y **J.O. Kilmurray**, 1975. Tandilia. *VI Congreso Geológico Argentino*, Relatorio: 55-77. Buenos Aires.
- Teruggi, M.E.** y **J.O. Kilmurray**, 1980. Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. En: Turner, J. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 2:919-965. Córdoba.
- Vagle, B.G.**, **A. Hurst** y **H. Dypvik**, 1994. Origin of quartz cements in some sandstone from the Jurassic of the Inner Moray Firth (UK). *Sedimentology* 41:363-377.
- Wanless, H.R.**, 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology* 49:437-462.
- Warr, L.N.** y **A.H.N. Rice**, 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology* 12:141-152.
- Worden, R.H.** y **S.D. Burley**, 2003. Sandstone diagenesis: from sand to stone. En: Burley, S.D. y R.H. Worden (Eds.), *Clastic Diagenesis: Recent and Ancient*. International Association of Sedimentologists 4:3-44. Blackwell, Oxford.
- Worden, R.H.** y **S. Morad**, 2000. *Quartz cementation in sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication 29, 342 pp.
- Worden, R.H.** y **S. Morad**, 2003. *Clay Minerals Cements in Sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication 34, 509 pp.
- Worden, R.H.**, **M.J. Mayall** e **I.J. Evans**, 1997. Predicting reservoir quality during exploration: lithic grains, porosity and permeability in Tertiary clastics of south China Sea basin. En: Fraser, A.J., S.J. Matthews y R.W. Murphey (Eds.), *Petroleum Geology of South East Asia*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 124:107-115. Geological Society Publishing House, Bath.
- Worden, R.H.**, **M. Mayall** e **I.J. Evans**, 2000. The effect of ductile compaction and quartz cementation on porosity and permeability in the Tertiary clastics, South China Sea: prediction of reservoir quality. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 84:345-359.
- Zalba, P.E.**, **R.R. Andreis** y **F. Lorenzo**, 1982. Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal eopaleozoica en Cuchilla de las Aguilas, Barker, Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología*, Actas II:389-409.
- Zalba, P.E.**, **M. Manassero**, **E. Laverret**, **D. Beaufort**, **A. Meunier**, **M. Morosi** y **L. Segovia**, 2007. Middle Permian Telodiagenetic procesos in neoproterozoic Sequences, Tandilia System, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 77, 525-538.
- Zimmermann, U.**, **D.G. Poiré** y **L.E. Gómez Peral**, 2011. Neoproterozoic to Lower Palaeozoic successions of Tandilia System in Argentina: Implication for the palaeotectonic framework of southwest Gondwana. *International Journal of Earth Sciences* 100:489-510.