



Análisis de procedencia sedimentaria de las unidades eopaleozoicas del área del arroyo El Leoncito, Precordillera Sur, provincia de San Juan

Agostina GIUNTA¹, Daniela I. SCHMIDT¹, Florencia L. BOEDO¹ y Graciela I. VUJOVICH^{1,2}

¹CONICET – Universidad de Buenos Aires. Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN). Buenos Aires, Argentina.

²Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Argentina.

Emails: agosgiunta@gmail.com*, danielainesschmidt@gmail.com, florenciaboedo@gmail.com, graciela@gl.fcen.uba.ar

Editor: Luis Buatois

Recibido: 20 de marzo de 2020

Aceptado: 26 de agosto de 2021

RESUMEN

En el área del arroyo El Leoncito, norte de la Precordillera Sur, afloran la Formación Cabeceras y el Grupo Ciénaga del Medio. Estas unidades consisten en sucesiones silicoclásticas marinas y rocas máficas toleíticas desarrolladas en un margen continental durante el Ordovícico-Devónico. A fines de caracterizar este ambiente depositacional y sus áreas de aporte, este trabajo presenta un análisis de procedencia sedimentaria mediante conteo modal de componentes de metareniscas de la Formación Cabeceras y del Grupo Ciénaga del Medio, como así también de otras unidades de la Precordillera Sur (formaciones Portezuelo del Tontal, Peñasco, Garganta del León y Sandalio). Las modas detríticas analizadas sugieren que las rocas que actuaron como fuente fueron principalmente metamorfitas de bajo grado y sedimentitas. En menor proporción, participaron rocas ígneas de composición intermedia-ácida y/o rocas metamórficas de grado medio a alto de similar composición. El aporte de rocas volcánicas fue subordinado. Los diagramas de discriminación señalan un orógeno reciclado como la principal zona de aporte, con participación de una zona afín a un arco disectado. Estos resultados pueden explicarse en un contexto donde el orógeno Oclóyico habría actuado como área de aporte y, a la vez, como barrera ante el transporte de material desde regiones ubicadas más al este (i.e. arco Famatiniano y/o áreas cratónicas). La proveniencia de detritos desde el oeste no es totalmente descartada. La similitud de las modas detríticas de las formaciones involucradas en el segmento de la Precordillera Sur analizado (31°45'-32°15'S) sugiere que no hubo cambios significativos en las áreas de aporte durante el Ordovícico-Devónico.

Palabras clave: terreno Cuyania; Ordovícico-Devónico; Formación Cabeceras; Grupo Ciénaga del Medio; metareniscas.

ABSTRACT

Sedimentary provenance analysis of the Early Paleozoic units of the arroyo El Leoncito area, Southern Precordillera, province of San Juan.

In the Arroyo El Leoncito area, northern sector of the Southern Precordillera, the Cabeceras Formation and Ciénaga del Medio Group crop out. These units consist of marine siliciclastic successions and tholeiitic mafic rocks developed on a continental margin during the Ordovician-Devonian. In order to characterize this setting and its source areas, this work presents a sedimentary provenance analysis using modal composition of metasandstones of the Cabeceras Formation and Ciénaga del Medio Group, as well as other units of the Southern Precordillera (Portezuelo del Tontal, Peñasco, Garganta del León and Sandalio formations). Analyzed detrital modes suggest that mainly low-grade metamorphic and sedimentary rocks acted as source. To a lesser extent, intermediate-acid igneous rocks and/or medium- to high-grade metamorphic rocks of similar composition also participated. The contribution of volcanic rocks was subordinated. Discrimination diagrams indicate a recycled orogen as the main provenance zone, with the participation of

a dissected arc zone. These results can be explained in a context where the Ocoyic orogen would have acted as source and, at the same time, as a barrier that prevented the transport of detritus from regions located further east (i.e. Famatinian arc and/or cratonic areas). Detritus provenance from the west is not totally ruled out. The similarity of the detrital modes of the formations involved in the analyzed segment of the Southern Precordillera (31°45'-32°15'S) suggests that there were no significant changes in source areas during the Ordovician-Devonian.

Keywords: Cuyania terrane; Ordovician-Devonian; Cabeceras Formation; Ciénaga del Medio Group; metasandstone.

INTRODUCCIÓN

El basamento de los actuales Andes Centrales, entre los 28° y 33°S, se halla comprendido por distintos terrenos que se acrecieron al margen gondwánico durante el Paleozoico temprano (Fig. 1a, Ramos 2010). Uno de ellos, el terreno Cuyania o Precordillera (Ramos et al. 1986, Astini et al. 1995), abarca a la provincia geológica de Precordillera, la cual aloja, en su sector oriental y central, un registro estratigráfico continuo y completo del Paleozoico inferior. Allí se han llevado a cabo numerosos estudios de diversa índole que han permitido la reconstrucción detallada de paleoambientes depositacionales y de la evolución de las cuencas sedimentarias del Paleozoico inferior.

Por el contrario, el registro estratigráfico del Paleozoico inferior en el ámbito occidental de la Precordillera es más fragmentario y su evolución no es conocida con el mismo nivel de detalle. La ausencia de niveles guía, la sobreimposición de un evento de metamorfismo regional de bajo grado, la ausencia y/o mala preservación de contenido fósil sumado a la compleja deformación que exhiben las rocas, han dificultado la comprensión del orden estratigráfico, de los paleoambientes depositacionales y de su evolución geológica. En muchos casos, aún se requiere estudiar con mayor detalle a las sucesiones metasedimentarias aflorantes en este sector, a fines de mejorar la caracterización de la cuenca que las alojó. En este sentido, el análisis de composición y procedencia detrítica en areniscas es un método sencillo y eficaz que permite analizar la naturaleza de las áreas de aporte y la configuración de una cuenca (e.g. Zuffa et al. 1995).

Esta contribución pretende profundizar el conocimiento de las sucesiones metasedimentarias eopaleozoicas aflorantes en el área del arroyo El Leoncito, sudoeste de la provincia de San Juan, a partir de su mapeo geológico, descripción, y de un análisis de procedencia sedimentaria en metareniscas mediante el conteo modal de sus componentes y una caracterización de sus áreas de aporte.

MARCO GEOLÓGICO

La provincia geológica de la Precordillera ha sido dividida tradicionalmente en tres unidades morfoestructurales sobre la base de sus características estratigráficas y estructurales: Precordillera oriental (Ortiz y Zambrano 1981), central (Baldis 1970) y occidental (Baldis et al. 1981). Más reciente es la diferenciación de la Precordillera Sur, la cual comprende el sur de la provincia de San Juan y el norte de Mendoza (Fig. 1b, Cortes et al. 2006).

El basamento de la Precordillera es conocido de manera indirecta, a través de xenolitos de rocas metamórficas alojados en rocas volcánicas miocenas (Leveratto 1968). Las dataciones U-Pb realizadas revelan edades mesoproterozoicas entre 1.1-1.0 Ga (Kay et al. 1996, Rapela et al. 2010).

La estratigrafía del Paleozoico inferior de la Precordillera oriental y central se caracteriza por la presencia de depósitos continentales silicoclásticos y evaporitas de edad cámbrica temprana (Astini y Vaccari 1996), sobre los cuales se apoyan en discordancia erosiva facies carbonáticas de edad cámbrica a ordovícica temprana correspondiente a un ambiente de plataforma somera desarrollada en aguas cálidas (Borrello 1965, Baldis y Bordonaro 1981, Keller et al. 1994, Astini et al. 1995, 1998, Bordonaro 2003, entre otros). Las secuencias cámbricas son portadoras de faunas de trilobites *Olenellus*, los cuales documentan fuertes vínculos con faunas del sur de Laurentia (Borrello 1963, Benedetto et al. 1999, entre otros). En los niveles superiores de la secuencia, se intercalan horizontes de bentonitas asociadas a un volcanismo explosivo de edad ordovícica vinculados a la actividad del arco Famatiniano (Huff et al. 1998, Baldo et al. 2003, Fanning et al. 2004). Suprayacen sucesiones silicoclásticas marinas de plataforma y cuencas internas que evidencian una profundización de la cuenca a partir del Ordovícico Tardío. Algunas de ellas poseen depósitos glaciarios que constituyen un registro de la glaciación gondwánica (Peralta y Carter 1990, Astini y Bugisch 1993). En paraconcordancia se apoyan depósitos silicoclásticos silúrico-devónicos de plataforma silicoclástica dominada por oleaje (Bustos 1996, Edwards et al. 2009, Basilici

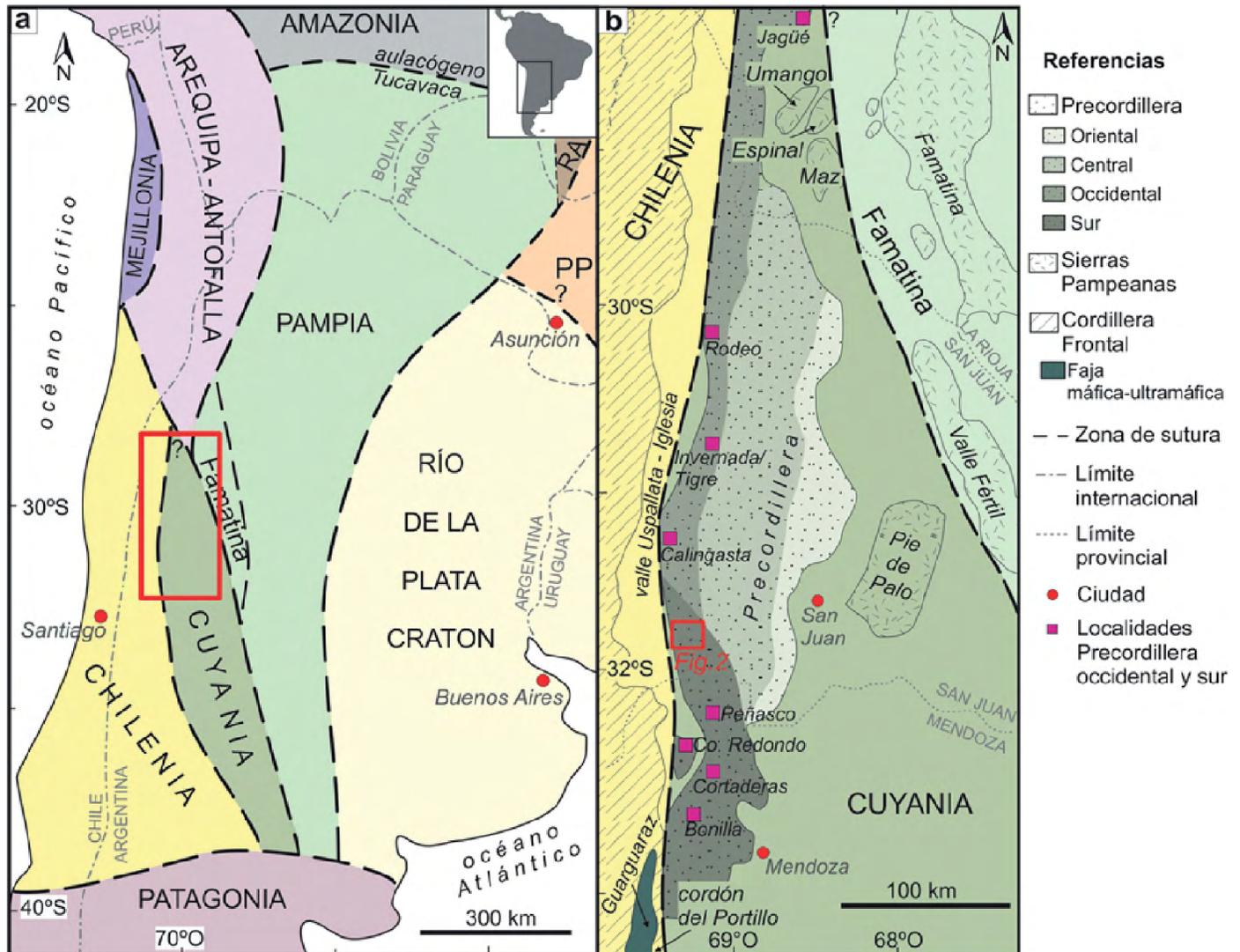


Figura 1. Ubicación del área de estudio. a) Mapa tectonoestratigráfico del sudeste de América del Sur con los terrenos acrecionados durante el Paleozoico. El rectángulo rojo indica la ubicación de la Figura 1b. PP: Bloque Paranapanema. RA: Bloque Río Apa. Tomado de Boedo et al. (2020); b) Mapa del sector centro-oeste de Argentina con las provincias geológicas, faja máfica-ultramáfica de la Precordillera y sus localidades. El rectángulo rojo indica la localización de la zona de estudio y ubicación de la Figura 2. Modificado de Boedo et al. (2020).

et al. 2012, Peralta 2013 y otros allí mencionados).

La Precordillera occidental y sur están dominadas por facies silicoclásticas de ambiente marino, en ocasiones asociadas espacialmente a cuerpos ultramáficos y máficos de impronta E-MORB (*Enriched Mid-Ocean Ridge Basalts*) agrupados en la Faja máfica-ultramáfica de Precordillera (Haller y Ramos 1984, Kay et al. 1984, Cortés y Kay 1994, Boedo et al. 2013, entre otros). Algunas de dichas facies marinas son portadoras de faunas de graptolitos y conodontos de edad ordovícica media a tardía (Blascó y Ramos 1976, Cuerda et al. 1986, Ortega et al. 1991, entre otros), mientras que otras son asignadas al Devónico sobre la base de restos palinológicos y de plantas (e.g. Edwards et al. 2001, Rubinstein y Steemans 2007, Di Pasquo et al. 2009). En menor medida, se reconocen

facies de edad cámbrica media a tardía, como las facies carbonáticas de margen de plataforma de la Formación Alojamiento (Banchig 2006), y facies silicoclásticas de talud que alojan olistolitos provenientes de la plataforma carbonática ubicada al este, y olistolitos conglomerádicos, cuarcíticos y graníticos del sustrato de la misma (formaciones Los Sombreros y Estancia San Isidro, Benedetto y Vaccari 1992, Banchig y Bordonaro 1994, Heredia y Beresi 2004, Voldman et al. 2016).

Las rocas eopaleozoicas de la Precordillera occidental y sur registran una compleja deformación (e.g. von Gosen 1995, 1997, Gerbi et al. 2002, Giambiagi et al. 2010) asociada a un evento de metamorfismo regional cuyo grado se incrementa hacia el sur (Robinson et al. 2005, Boedo et al. 2016). Esta deformación compleja asociada a metamorfismo

es interpretada como resultado de la orogenia Chánica y la estructuración de la Protoprecordillera (Amos y Rolleri 1965). Ramos et al. (1986) proponen que la misma sería consecuencia de la colisión del terreno Chilena contra el margen gondwánico hacia el Devónico Medio a Tardío.

Con respecto a la evolución geotectónica de la Precordillera, algunos autores proponen que el terreno Cuyania se separó del sur de Laurentia hacia el Cámbrico temprano y derivó por el océano Iapetus hasta colisionar contra Gondwana en el Ordovícico Tardío (Ramos et al. 1986, Astini et al. 1996, entre otros). En cambio, otros autores postulan un origen para-autóctono a Gondwana para este terreno, el cual durante el Paleozoico temprano se desplazó, mediante movimientos de rumbo, hasta su posición actual (Aceñolaza et al. 2002, Finney et al. 2005). Una hipótesis alternativa a las anteriores apoya un origen autóctono a Gondwana (González Bonorino y González Bonorino 1991).

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO Y ADYACENCIAS

El área del arroyo El Leoncito

El área de estudio comprende el sector del arroyo El Leoncito, ubicado en la Precordillera Sur, entre los 31°44' y 31°53' de latitud sur y los 69°14' y 69°23' de longitud oeste (Figs. 1b, 2). Las unidades eopaleozoicas que afloran allí son la Formación Cabeceras y las formaciones Calingasta, Hilario y La Tina, pertenecientes al Grupo Ciénaga del Medio (Fig. 2). El contacto entre ellas es tectónico y sus bases, techos y espesores no son conocidos dada su compleja deformación.

Al igual que en otras localidades de la Precordillera occidental y sur, la deformación eopaleozoica en esta región se caracteriza por un intenso plegamiento desarrollado en el campo frágil-dúctil bajo condiciones metamórficas en facies esquistos verdes. A partir de ella, se han desarrollado: un clivaje principal (S_1), de rumbo general noroeste-sudeste y de-

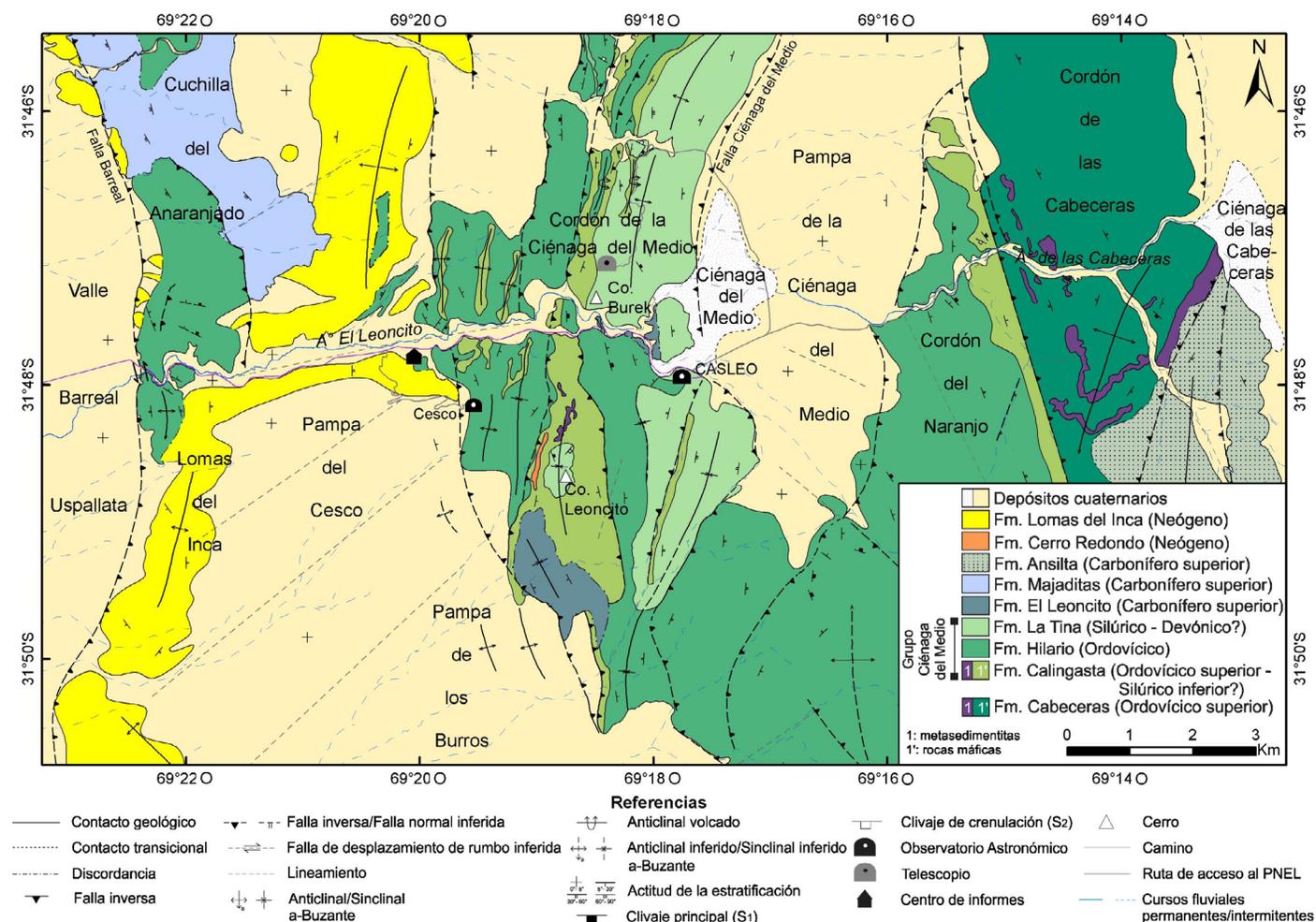


Figura 2. Mapa geológico del área del arroyo El Leoncito y alrededores. Modificado de Giunta (2019). Véase ubicación en Figura 1b. Referencias: PNEL: Parque Nacional El Leoncito.

sarrollo conspicuo en toda el área.

A continuación, se describen las unidades del Paleozoico inferior aflorantes en el área de trabajo, las cuales son objeto de estudio de esta contribución.

Formación Cabeceras

Esta unidad, definida por Csaky (1963), está compuesta por metagrauvas gris verdosas y metapelitas moradas a verde oliva, con intercalaciones de rocas espilíticas y presencia de diques gábricos (Fig. 3a).

Los bancos de metagrauvas tienen un espesor que varía entre 2 y 3 m y presentan intercalaciones de delgados bancos de metapelitas de hasta 2 o 3 cm de espesor. En ocasiones, en la sucesión se intercalan bancos de metareniscas de hasta 1.5 m de espesor (Scalabrini Ortiz et al. 1969). Microscópicamente, las metareniscas están compuestas, en orden de abundancia decreciente, por cuarzo mono- y policristalino, feldespato potásico (ortosa) y fragmentos líticos de origen metamórfico. En menor medida, se reconocen individuos de origen volcánico y sedimentario.

Al sur del cordón de las Cabeceras y en el noreste del cordón del Naranja (Fig. 2), se intercalan diques gábricos cuyos espesores varían entre 4 y 7 metros. Presentan textura granosa, equigranular, fina hacia los bordes y mediana hacia el centro. Las metareniscas que los alojan exhiben evidencias de metamorfismo de contacto, tales como porfiroblastos de piritita idioblástica de 1 a 2 mm de diámetro. Microscópicamente, estos gabros presentan una textura granosa gruesa a mediana, hipidiomorfa, inequigranular formada por plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. Ocasionalmente, se reconoce cuarzo intersticial, lo que permite inferir una afinidad toleítica (Giunta 2019). Asimismo, Scalabrini Ortiz et al. (1969) describen rocas espilíticas de color gris verdoso oscuro con espesores entre 3 y 20 m, con abundantes amígdalas y venillas carbonáticas. Al microscopio, estas rocas poseen textura porfírica y pastas de textura hialopilítica, intersertal e intergranular.

El paleoambiente depositacional de esta unidad fue interpretado como marino. Su edad es caradociana en base a graptolitos del género *Climacograptus* Lapworth hallados por Varela et al. (1982).

Grupo Ciénaga del Medio

En el área de estudio, el Grupo Ciénaga del Medio (Amos y Marchese 1965) está compuesto por las formaciones Calingasta, Hilario y La Tina.

La Formación Calingasta (Harrington y Leanza 1957) está constituida, en la zona de trabajo, por delgados bancos tabulares de metapelitas verdes y moradas, de 2 a 7 cm de espe-

sor, que alojan numerosos diques/filonos capa gabro-dioríticos y basaltos almohadillados (Fig. 3b). En el sur del cordón Ciénaga del Medio y en las inmediaciones del cerro Leoncito (Fig. 2), se observan intercalaciones de bancos tabulares, eventualmente lenticulares, de metareniscas finas a muy finas verdes y moradas, masivas, con un espesor promedio de 1.5 metros. Al microscopio, las metapelitas presentan cuarzo monocristalino como componente principal, seguido por cuarzo policristalino, mica blanca y feldespato potásico detrítico. Las mismas encuentran parcialmente reemplazadas por minerales de origen metamórfico que corresponden a mica blanca y clorita.

En el área del cerro Leoncito y en el norte del cordón de la Ciénaga del Medio (Fig. 2), afloran varios diques gabro-dioríticos de 7 m de espesor promedio, que en ocasiones alojan fragmentos de roca de caja. Exhiben una textura granosa fina a gruesa, hipidiomorfa, inequigranular. Microscópicamente, se reconocen cristales anhedrales de plagioclasa, cuarzo intersticial, clinopiroxeno, anfíbol y minerales opacos. Además, en el noreste del cordón de la Ciénaga del Medio, se intercalan basaltos almohadillados, de color gris verdoso y textura afanítica, cuyas almohadillas poseen un diámetro medio de 0.5 metros (Schmidt 2018). Al microscopio, presentan textura porfírica a glomeroporfírica, con fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa inmersos en una pasta intergranular. Las paragénesis ígneas están parcialmente reemplazadas por una asociación mineral de bajo grado metamórfico compuesta por clorita, epidoto, mica blanca, titanita y minerales opacos.

El ambiente de sedimentación de la Formación Calingasta es interpretado como marino profundo, donde predominan procesos de decantación en un régimen de baja energía (Sessarego 1988). La intercalación de basaltos almohadillados señala una ubicación próxima a centros efusivos (Schmidt 2018).

Si bien distintos autores han mencionado los braquiópodos *Clarkeia antisiensis* y *Tropidoleptus fascifer*, esporas y la traza fósil *Chondrites* (Xicoy 1961, Amos et al. 1963, Marchese 1964), la edad de esta unidad no ha podido ser acotada. Se le asigna una edad ordovícica tardía a silúrica temprana (Amos 1971, Stephens et al. 1995).

La Formación Hilario (Mésigos 1953) consiste principalmente en bancos de metareniscas medianas a finas de color gris a verde, con intercalación de metapelitas de igual color. Quartino et al. (1971) mencionan metagrauvas con características similares a las metareniscas recién mencionadas (Fig. 3c).

En el arroyo El Leoncito, la unidad presenta un arreglo grano- y estratodecreciente. En general, se reconocen bancos de metareniscas medianas de color verde que gradan ha-

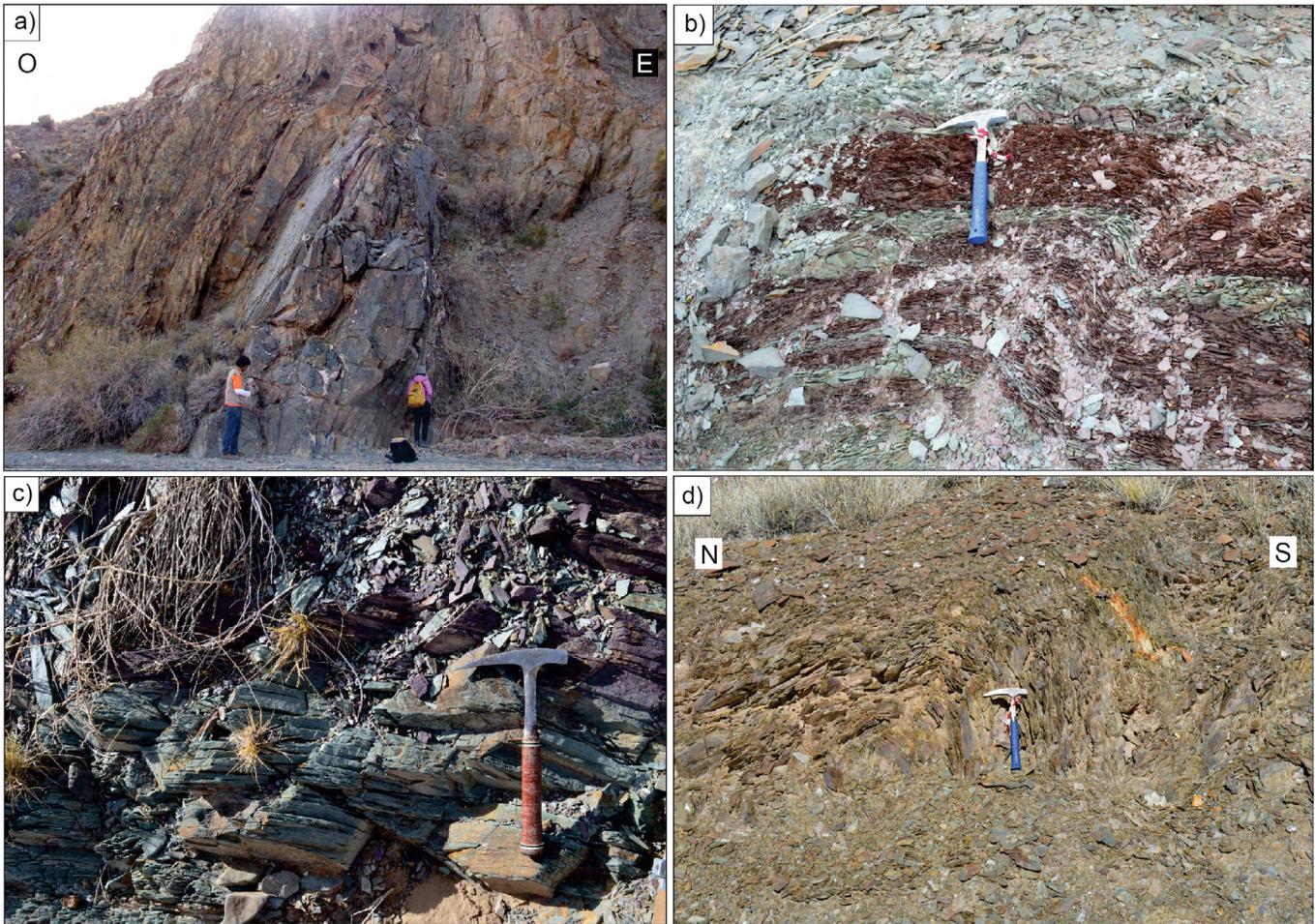


Figura 3. a) Formación Cabeceras. Cuerpo gábrico intruido en una sucesión de metareniscas y metapelitas; b) Formación Calingasta. Alternancia de metapelitas plegadas, color verde y morado, cuyos espesores varían entre 2 y 5 cm; c) Formación Hilario. Bancos tabulares de metarenisca mediana de color gris a verde y de 25 cm de espesor; d) Formación La Tina. Bancos de metareniscas medianas que conforman un plegamiento suave.

cia el techo a metareniscas finas-muy finas o, eventualmente, metapelitas. La geometría de los bancos de metareniscas es predominantemente tabular, y en menor medida, lenticular, con espesores que varían entre 20 cm y 1 metro. Cuando se encuentran amalgamados, alcanzan un espesor de 3 metros. Los bancos de metapelitas son tabulares y sus espesores varían entre 3 y 60 centímetros. De base a techo, las secuencias suelen preservar estructuras sedimentarias tales como marcas de herramientas y/o turboglifos, seguidas por laminación horizontal, estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa y ondulitas. Ocasionalmente, se reconocen calcos de carga y grietas de sinéresis. Al microscopio, se reconoce cuarzo monocristalino como componente mayoritario, seguido por cuarzo policristalino, feldespato potásico (ortosa), plagioclasa y fragmentos líticos de origen metamórfico, sedimentario y volcánico. En algunas muestras (CAB 22-17A, QB 01-17) se hallaron escasos fragmentos de feldespato potásico tipo microclino, en su mayoría peritéticos (Schmidt 2018). En cantidades accesorias, se reconocen mica blanca y biotita detríticas, apatito, titanita, minerales opacos y circón.

Las secuencias con arreglos grano- y estratodecrecientes y las estructuras sedimentarias antes descritas permiten interpretar a los depósitos de esta unidad como turbiditas acumuladas en una zona de transición entre los sectores de *offshore* y *shoreface* de un sistema de plataforma silicoclástica progradante hacia el oeste, en concordancia con lo postulado por otros autores (Peralta 1990, Basilici et al. 2012).

La presencia de restos de graptolitos (*Climacograptus* aff. *antiquus* Lapworth y *Amplexograptus* sp., Angelelli y Trelles 1938) al norte de la zona de estudio, en la quebrada de la Alcaparrosa, permiten asignarle a esta unidad una edad ordovícica.

La Formación La Tina (Quartino et al. 1971) consiste, en la zona de estudio, en bancos tabulares de metareniscas medianas de color gris verdosas, con contactos erosivos a neto ondulosos y espesores que varían entre los 5 y 30 centímetros (Fig. 3d). Ocasionalmente, presentan intercalaciones rítmicas de bancos de metapelitas y metareniscas finas de color gris a gris verdoso, cuyo espesor varía entre 2 y 11 centímetros. Quartino et al. (1971) describen también la presencia bancos

de metagrauvas de color gris, de 1 a 2 m de espesor, intercalados entre los bancos de metareniscas. Éstos últimos suelen ser masivos, aunque en ocasiones se reconoce laminación horizontal. Microscópicamente, las metareniscas están integradas principalmente por cuarzo mono- y policristalino, feldespato potásico (ortosa), plagioclasa y fragmentos líticos de origen metamórfico, volcánico y sedimentario. En cantidades accesorias se reconocen clorita, mica blanca y biotita.

Sobre la base del contenido fósil y sus características litológicas, distintos autores han interpretado que la unidad corresponde a un ambiente marino (Quartino et al. 1971, Padula et al. 1967, Sessarego 1988). Sin embargo, a partir de las correlaciones realizadas por cada uno de ellos, se encuentran ciertas discrepancias respecto a la interpretación de un subambiente. Quartino et al. (1971) y Sessarego (1988) indican que la unidad corresponde a un ambiente marino profundo, mientras que, Padula et al. (1967) sugieren que los depósitos pertenecen a sectores más someros de la cuenca.

Amos y Marchese (1965) señalan la presencia de la traza fósil *Chondrites* y esporas, los cuales permiten separar la unidad del Precámbrico. Padula et al. (1967) indican una edad devónica a través de su correlación con la unidad con la Formación Punta Negra. Quartino et al. (1971) la asignan al Silúrico al correlacionarla con la Formación Calingasta.

Unidades eopaleozoicas de áreas adyacentes al arroyo El Leoncito

A continuación, se describen las unidades eopaleozoicas que se incluyen en el análisis de procedencia sedimentaria y que afloran en áreas vecinas a la zona de trabajo.

Al este del área de estudio, en la sierra del Tontal, aflora la Formación Portezuelo del Tontal (Fig. 4). La misma comprende una sucesión de metareniscas finas a gruesas y metapelitas masivas de color gris a gris verdoso, con niveles de conglomerados subordinados (Cuerda et al. 1986, Basilici et al. 2003, 2005, Gomes et al. 2005). Al sur de las nacientes del arroyo Cabeceras, la secuencia se compone de bancos de metareniscas, tabulares y lentiformes con bases netas planas y onduladas, de hasta 2 m de espesor (Fig. 5a). Se observan arreglos granodecrecientes, desde metarenisca media-gruesa a fina. Presentan turboglifos en sus bases. Internamente, son masivos o exhiben varios pulsos de gradación normal. En ocasiones, se reconoce estratificación entrecruzada tipo *hummocky*. Al microscopio, se reconoce cuarzo monocristalino como componente mayoritario, seguido de cuarzo policristalino, feldespato potásico (ortosa), fragmentos líticos metamórficos y plagioclasa. En menor proporción, se observan fragmentos líticos sedimentarios y volcánicos. Como fases detríticas accesorias se reconocen clorita y biotita.

Existen ciertas discrepancias respecto del ambiente interpretado para esta unidad. Spalletti et al. (1989) interpretan que los depósitos corresponden a un abanico submarino dentro de un margen continental. En contraposición, Basilici et al. (2003, 2005) indican que corresponden a depósitos distales de una plataforma silicoclástica dominada por olas de tormenta. La unidad es asignada al Ordovícico Medio sobre la base de fauna de graptolitos y trazas fósiles (Aparicio y Cuerda 1976, Cuerda et al. 1986, Peralta et al. 2003, Voldman y Banchig 2020).

Al sur del área de estudio, en el cordón del Peñasco, se hallan las formaciones Peñasco y Garganta del León (Fig. 4). Ambas se encuentran en contacto tectónico con el Complejo Cortadera. La Formación Peñasco (Cortés et al. 1999, Boedo et al. 2020) aflora en el cordón homónimo y consiste en una sucesión de metareniscas medianas a finas y metapelitas de color verde oliva, intruidas por diques y filones capa de metagabros (Fig. 5b) de impronta química E-MORB (Boedo et al. 2013). Eventualmente, se intercalan rocas máficas metavolcánicas, metabasaltos y metahialoclastitas. Al microscopio, el cuarzo monocristalino es el componente mayoritario, seguido por cuarzo policristalino, feldespato potásico (ortosa), fragmentos líticos de origen metamórfico, plagioclasa y mica blanca. En menor proporción, se observan fragmentos líticos sedimentarios y volcánicos. En cantidades accesorias, se hallan apatito y bastnäsita. La base, techo y espesor de la unidad no son conocidos dada su compleja deformación. El paleoambiente inferido corresponde a un sector de margen continental somero con desarrollo de turbiditas (Cortés et al. 1999, Boedo et al. 2020). La edad máxima de sedimentación de esta unidad es de ca. 530 Ma (Boedo et al. 2020).

La Formación Garganta del León (Boedo et al. 2020) aflora al este del cordón del Peñasco y está compuesta por una alternancia de metareniscas finas a medianas de color verde oliva de hasta 2 m de espesor, con escasas intercalaciones de metapelitas. De forma subordinada, alternan metareniscas medianas amalgamadas, metareniscas gruesas de hasta 1 m de espesor, y metaconglomerados de grano fino (Fig. 5c). Se reconocen arreglos granodecrecientes y estructuras sedimentarias tales como turboglifos y marcas de herramientas en las bases, gradación inversa, estratificación entrecruzada tabular planar, laminación horizontal y ondulitas en los techos. Ocasionalmente, se distingue estratificación entrecruzada tipo *hummocky*. Microscópicamente, están compuestas, en orden de abundancia decreciente, por cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, feldespato potásico (ortosa), fragmentos líticos metamórficos, plagioclasa y mica blanca. En cantidades accesorias se reconocen clorita, biotita y circón.

Boedo et al. (2020) interpretan que los depósitos de esta

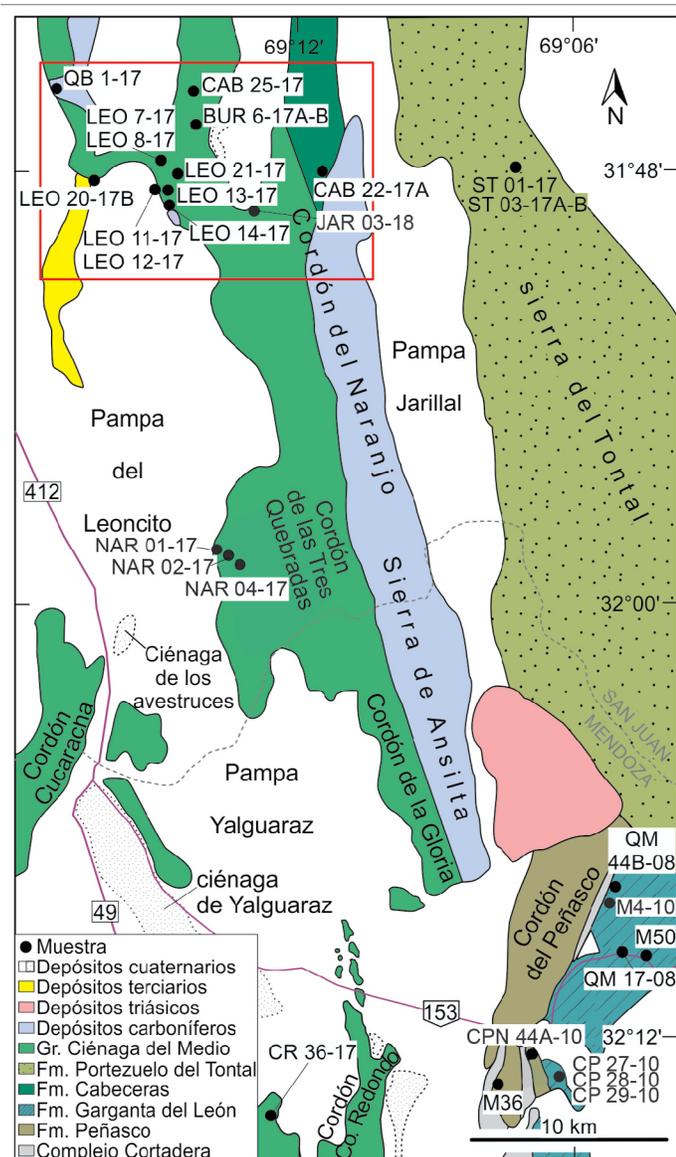


Figura 4. Mapa geológico esquemático de la Precordillera Sur entre los 31°45'-32°15'S y 69°04'-69°18'O. El recuadro rojo señala la localización de la zona de estudio y la ubicación de la Figura 2. Las edades de las unidades eopaleozoicas son: Grupo Ciénaga del Medio (Ordovícico-Devónico?), Formación Portezuelo del Tontal (Ordovícico Medio), Formación Cabeceras (Ordovícico Superior), Formación Garganta del León (Ordovícico superior-Devónico?), Formación Peñasco (Cámbrico-Devónico?), Complejo Cortadera (Ordovícico superior-Devónico). Véase el texto para mayores referencias.

unidad pertenecen a un área proximal de un margen continental, probablemente conformado por turbiditas modificadas por oleaje. La edad máxima de sedimentación es de ca. 460 Ma (Boedo et al. 2020).

En los cordones del Cerro Redondo y Sandalio (Fig. 4), el Grupo Ciénaga del Medio está conformado por las formaciones Sandalio y Tontal. La Formación Sandalio comprende pizarras color gris plomo, gris verdoso y morado, con intercalaciones de metareniscas finas verde oliva (Fig. 5d). Los bancos de metareniscas suelen presentar ondulitas y gradación normal. Sus bases son netas planas. Frecuentemente,

se intercalan coladas de basaltos almohadillados, de composición andesítica-basáltica e impronta geoquímica E-MORB (Cortés 1992, Cortés y Kay 1994). Al microscopio, se observa en las metareniscas cuarzo monocristalino como componente mayoritario, seguido por cuarzo policristalino, feldespato potásico (ortosa), plagioclasa, fragmentos líticos metamórficos, sedimentarios y volcánicos y mica blanca. Como fase accesoria se reconoce clorita detrítica.

Los depósitos de esta unidad se interpretan como pertenecientes a una cuenca marina profunda, dominada por una sedimentación hemipelágica (Cortés et al. 1999). Cortés (1992) le asigna una edad silúrica-devónica en base a restos de plantas vasculares.

ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Metodología

Para el análisis de procedencia se seleccionaron 13 muestras representativas de metareniscas de las unidades aflorantes en el arroyo El Leoncito: diez muestras pertenecen a la Formación Hilario, dos a la Formación La Tina y una a la Formación Cabeceras (Fig. 4, Cuadro 1). A fines de realizar un estudio más abarcativo, se incluyeron nueve muestras de unidades del Paleozoico inferior aflorantes en áreas adyacentes al arroyo El Leoncito (Fig. 4, Cuadro 1): tres pertenecen a la Formación Portezuelo del Tontal, aflorante al este de la zona de trabajo, en la sierra del Tontal; dos corresponden a la Formación Peñasco y tres a la Formación Garganta del León, ambas expuestas en el cordón del Peñasco; y una representa a la Formación Sandalio, expuesta en el cordón del Cerro Redondo. Todas las muestras analizadas poseen un bajo grado de meteorización y su recrystalización metamórfica se circunscribe a la matriz de las rocas.

Las muestras fueron estudiadas con un microscopio óptico Nikon Optiphot2-Pol del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (Universidad de Buenos Aires). En primera instancia, el análisis microscópico consistió en un reconocimiento de la textura general y de los componentes de las muestras, donde se midieron los tamaños de grano mínimo y máximo según la escala de Udden-Wentworth (Wentworth 1922). Además, se determinó la selección de acuerdo a los comparadores visuales de Harrell (1984), así como el grado de redondeamiento de los granos por medio del método de comparación visual (Powers 1953, Pettijohn et al. 1973). Posteriormente, sobre cada sección delgada se determinaron las modas detríticas por conteo de puntos siguiendo las técnicas de Gazzi-Dickinson (Gazzi 1966, Dickinson 1970, Ingersoll et al. 1984, Zuffa 1985), en el cual se tiene en cuenta como frag-

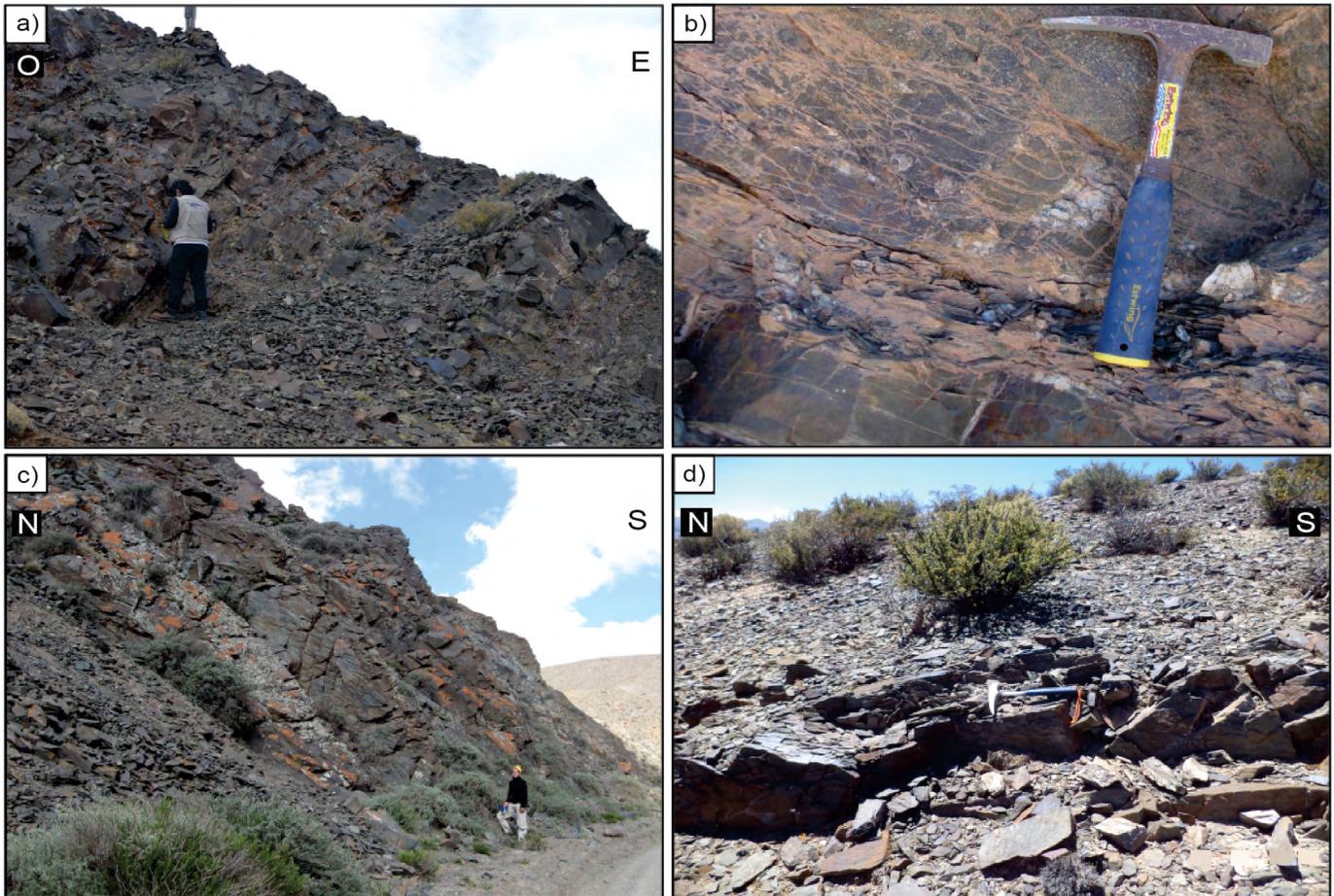


Figura 5. a) Formación Portezuelo del Tontal. Secuencia de metareniscas medias a finas de entre 50 cm y 2 m de espesor; b) Formación Peñasco. Metarenisca intruida por un cuerpo gábrico; c) Formación Garganta del León. Alternancia de bancos de metareniscas finas a medianas con turboglifos y escasas metapelitas; d) Formación Sandalío. Banco de metarenisca masiva intercalado en una sucesión de metapelitas con marcado clivaje.

mento monomineral a todo clasto mayor a 62 micrones. Se contabilizaron en promedio 300 clastos por sección delgada con un espaciado variable en función del tamaño de grano de la muestra. Según lo establecido por Scasso y Limarino (1997), los componentes modales se han agrupado en constituyentes de segundo orden, en el caso de cuarzo y feldespatos, y de tercer orden, en el caso de los fragmentos líticos. Los granos de cuarzo (Q) han sido diferenciados en cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp). Los feldespatos (F) han sido separados sobre la base de su alteración diferencial y su índice de refracción en feldespato potásico (Fk) y plagioclasas (Pl). Dentro de los fragmentos líticos (Lt) se han reconocido volcánicos (Ltv), sedimentarios (Lts) y metamórficos (Ltm) (Fig. 6; Cuadro 2).

Se considera que las variaciones composicionales observadas en las modas detríticas corresponden principalmente a variaciones en el área de aporte, sin tener en cuenta la interacción del agente y distancia de transporte, la tectónica, el mecanismo de subsidencia de la cuenca y los procesos diagenéticos ocurridos como posibles modificadores de la composición de los sedimentos (Marsaglia e Ingersoll 1992,

Espejo y López Gamundí 1994).

A partir del conteo realizado, se recalcularon las modas detríticas de cada muestra (Cuadro 2) a fines de clasificarlas de acuerdo a Folk et al. (1970) y aplicar los diagramas de discriminación de área de aporte según Dickinson et al. (1983).

Componentes modales y clasificación de metareniscas

Las metareniscas del arroyo El Leoncito (Formaciones Cabeceras, Hilario y La Tina) presentan cuarzo monocristalino como componente mayoritario, con una moda recalculada entre 33.9 y 54.1 % (Cuadro 1). Dentro de esta variedad, predominan los granos con extinción ondulosa, aunque se observan algunos individuos con extinción *flash*. En general, estos fragmentos presentan inclusiones fluidas y contactos rectos. En orden de abundancia decreciente, le sigue el cuarzo policristalino con una abundancia variable (5.7-28.1 % de la moda recalculada). Se presenta como un agregado de individuos con extinción ondulosa y contactos cóncavos-convexos. Los fragmentos de feldespato constituyen entre un 17.2 y 29.6 % de la fracción clástica recalculada. En todas

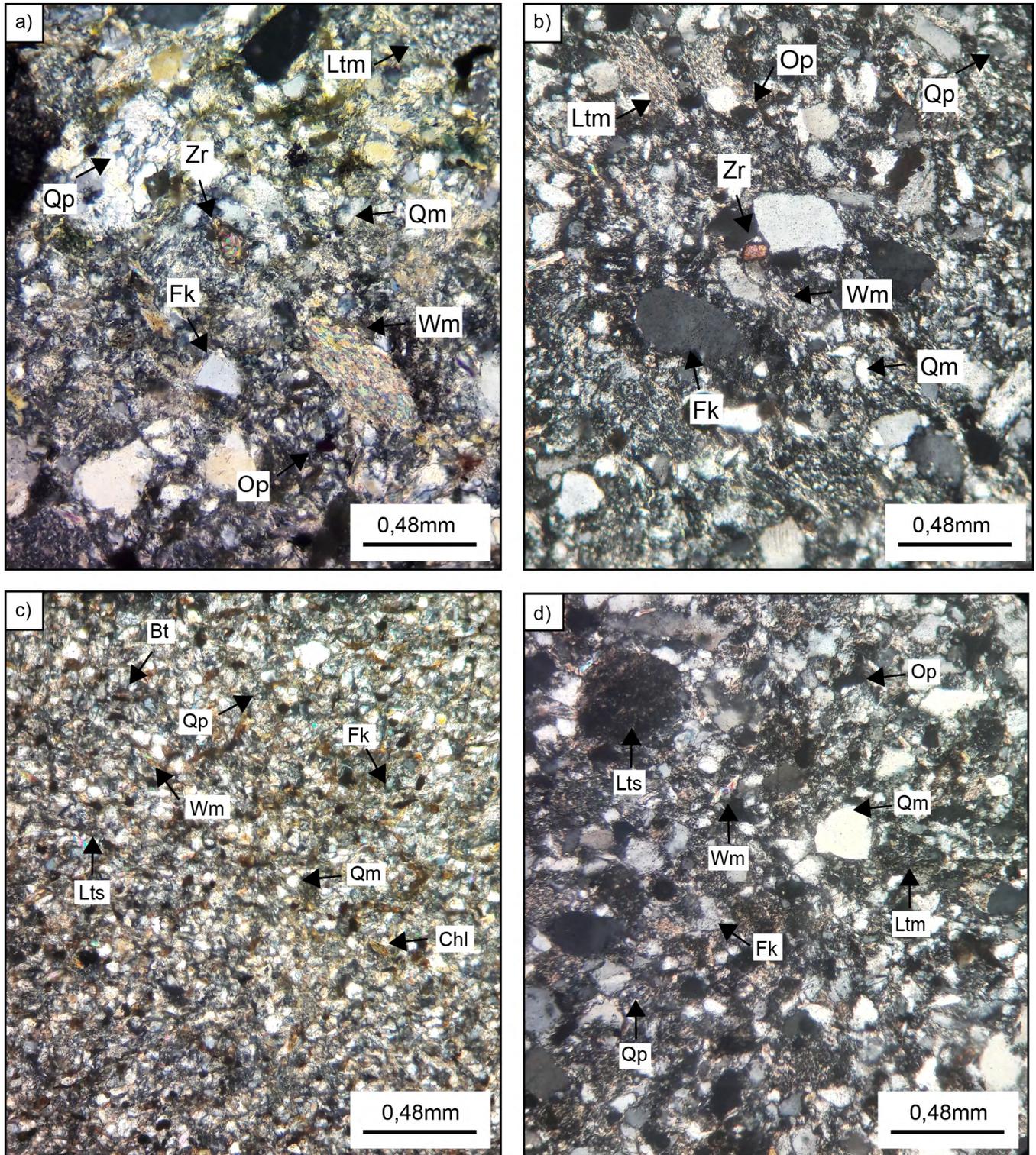


Figura 6. Microfotografías de las muestras petrográficas. a) Microfotografía con analizador interpuesto de la muestra CAB 22-17A (Formación Cabeceiras); b) Microfotografía con analizador interpuesto de la muestra LEO 14-17 (Formación Hilario); c) Microfotografía con analizador interpuesto de la muestra BUR 6-17 (Formación La Tina); d) Microfotografía con analizador interpuesto de la muestra ST 1-17 (Formación Portezuelo del Tontal). Referencias: Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Fk: feldespato potásico, Wm: Mica blanca, Bt: Biotita, Chl: Clorita, Ltm: Fragmentos líticos metamórficos, Lts: Fragmentos líticos sedimentarios, Zr: Circón, Op: Minerales opacos.

las muestras analizadas del área de estudio, el feldespato potásico (12.4-28.2 %), principalmente ortosa, predomina sobre la plagioclasa (2.9-15.8 %). El feldespato potásico exhibe

extinción inhomogénea; en ocasiones con macla de dos individuos y pertitas. En general, poseen una leve a moderada alteración a arcillas y, eventualmente, a sericita. La plagioclasa

Cuadro 1. Moda detrítica recalculada al 100 % de las metareniscas de las formaciones Cabeceras, Hilario y La Tina (arroyo El Leoncito), Portezuelo del Tontal (sierra del Tontal), Peñasco y Garganta del León (cordón del Peñasco), y Sandalio (cordón del Cerro Redondo). Referencias: Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Fk: feldespato potásico, Pl: plagioclasa, Ltm: líticos metamórficos, Ltv: líticos volcánicos, Lts: líticos sedimentarios.

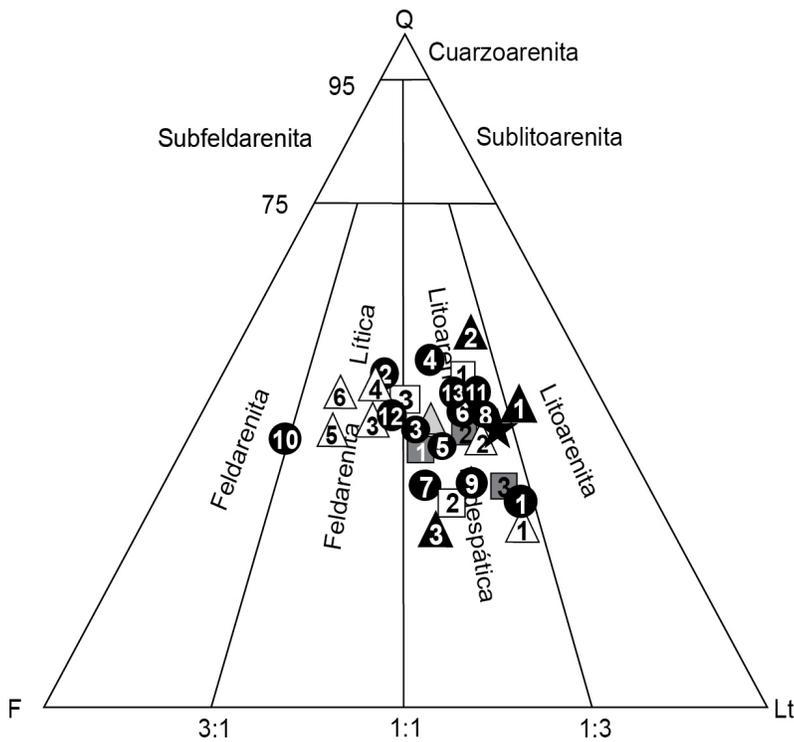
Muestra	Formación	Qm(%)	Qp(%)	Fk(%)	Pl(%)	Ltm(%)	Lts(%)	Ltv(%)
CAB 22-17A	Fm. Cabeceras	43.3	28.1	14.0	3.9	8.9	0.9	0.9
LEO 7-17	Fm. Hilario	33.9	21.9	12.4	4.4	24.4	1.8	1.2
LEO 8-17	Fm. Hilario	52.3	9.6	17.3	8.8	11.6	0.0	0.4
LEO 10-17	Fm. Hilario	41.3	17.1	10.9	10.3	7.1	6.5	6.8
LEO 12-17	Fm. Hilario	54.1	12.8	15.1	5.1	4.6	4.3	4.0
LEO 13-17	Fm. Hilario	41.5	14.6	13.7	10.8	9.6	4.4	5.3
LEO 14-17	Fm. Hilario	46.1	17.5	13.0	4.2	14.4	1.7	3.1
LEO 20-17B	Fm. Hilario	36.2	16.7	22.5	7.1	9.9	3.3	4.4
LEO 21-17	Fm. Hilario	43.5	13.9	23.8	3.0	9.3	2.3	4.4
CAB 25-17	Fm. Hilario	37.5	24.9	16.8	5.6	11.2	1.4	2.5
QB 1-17	Fm. Hilario	43.2	5.7	28.2	15.8	7.1	0.0	0.0
NAR 01-17	Fm. Hilario	43.7	19.8	17.9	5.6	8.3	4.4	0.4
NAR 02-17	Fm. Hilario	42.2	22.1	20.1	6.0	6.0	3.2	0.4
NAR 04-17	Fm. Hilario	38.5	23.1	21.2	5.8	7.7	3.8	0.0
BUR 06-17A	Fm. La Tina	47.8	25.4	13.7	5.4	5.4	2.3	0.0
BUR 06-17B	Fm. La Tina	35.6	28.3	18.7	7.1	7.5	2.8	0.0
JAR 03-18	Fm. La Tina	44.3	18.3	22.7	5.1	9.5	0.0	0.0
ST 01-17	Fm. Portezuelo del Tontal	42.3	13.3	21.4	5.7	10.3	2.5	3.5
ST 03-17A	Fm. Portezuelo del Tontal	43.6	15.5	10.8	8.7	7.7	9.3	5.1
ST 03-17B	Fm. Portezuelo del Tontal	35.3	22.8	12.8	5.7	15.1	3.7	4.6
QM 44B-08	Fm. Garganta del León	30.5	28.1	13.9	4.2	18.1	2.4	2.7
QM 17-08	Fm. Garganta del León	57.9	14.7	7.4	5.0	14.4	0.3	0.3
M50	Fm. Garganta del León	30.2	25.6	18.3	12.6	8.3	5.0	0.0
CPN 44A-10	Fm. Peñasco	47.5	37.8	7.6	3.2	1.8	0.7	1.4
M36	Fm. Peñasco	43.2	28.8	10.3	8.2	7.8	1.6	0.0
M 4-10	Fm. Peñasco	42.7	23.7	20.6	2.7	10.3	0.0	0.0
CP 27-10	Fm. Peñasco	47.9	25.9	19.8	1.9	4.6	0.0	0.0
CP 28-10	Fm. Peñasco	40.2	32.0	18.0	0.8	9.0	0.0	0.0
CP 29-10	Fm. Peñasco	46.4	32.8	16.6	1.5	2.6	0.0	0.0
CR 36-17	Fm. Sandalio	43.8	21.8	14.4	10.7	6.3	2.6	0.4

exhibe su típico maclado polisintético encontrándose, en ocasiones, moderadamente alterada a arcillas. Los fragmentos líticos componen entre un 12.9 y 49.3 % de los porcentajes recalculados, observándose un predominio de los fragmentos metamórficos de bajo grado (entre 4.6 y 24.5 % de la moda recalculada) por sobre los volcánicos y sedimentarios. Los líticos metamórficos corresponden principalmente a cuarcitas y filitas, mientras que los de origen volcánico poseen texturas típicas de rocas básicas a mesosilíceas. Cabe destacar que, en las metareniscas de la Formación La Tina, sólo se contabilizaron fragmentos líticos metamórficos y sedimentarios, mientras que en la muestra QB 1-17 de la Formación Hilario sólo se han reconocido líticos de origen metamórfico.

Las metareniscas pertenecientes a la Formación Portezuelo del Tontal también presentan cuarzo monocristalino como componente mayoritario, el cual constituye entre un

35.3 y 43.6 % de la moda recalculada (Cuadro 1). En orden de abundancia decreciente, le siguen el cuarzo policristalino (13.3-22.8 %) y los feldespatos (18.5-27.1 %). Al igual que en las metareniscas de El Leoncito, el feldespato potásico (10.7-21.4 %) es más abundante que la plagioclasa (5.7-8.7 %). Los fragmentos líticos constituyen entre un 30.6 y 46.2 % de la moda total recalculada. Aquellos de origen metamórfico predominan sobre los de origen volcánico y sedimentario, a excepción de la muestra ST 03-17, donde los fragmentos líticos sedimentarios son los más abundantes (Cuadro 1). Los clastos descritos poseen características similares a las detalladas en las muestras del arroyo El Leoncito.

Las metareniscas de las formaciones Peñasco, Garganta del León y Sandalio también poseen cuarzo monocristalino como componente más abundante (30.5-57.9 %). En orden de abundancia decreciente, le sigue el cuarzo policrista-



Referencias	
Fm. Cabeceras	Fm. Peñasco
★ CAB 22- 17 A	▲ 1 CPN 44A - 10
Fm. Hilario	▲ 2 M36
① LEO 7 - 17	▲ 3 MA 4-10
② LEO 8 - 17	▲ 4 CP 27-10
③ LEO 10 - 17	▲ 5 CP 28-10
④ LEO 12 - 17	▲ 6 CP 29-10
⑤ LEO 13 - 17	Fm. Garganta del León
⑥ LEO 14 - 17	▲ 1 QM 44B - 08
⑦ LEO 20 - 17 B	▲ 2 QM 17 - 08
⑧ LEO 21 - 17	▲ 3 M50
⑩ CAB 25- 17	Fm. Sandalio
⑩ QB 1 - 17	▲ CR 36 - 17
⑪ NAR 01 - 17	
⑫ NAR 02 - 17	
⑬ NAR 04 - 17	
Fm. La Tina	
① BUR 06 - 17 A	
② BUR 06 - 17 B	
③ JAR 03-18	
Fm. Portezuelo del Tontal	
① ST 01 - 17	
② ST 03 - 17 A	
③ ST 03 - 17 B	

Figura 7. Diagrama de clasificación modal de rocas sedimentarias clásticas según Folk et al. (1970). La mayor parte de las muestras clasifican como litoarenitas feldespáticas y, en menor medida, como feldarenita y feldarenita lítica. Referencias: Q: cuarzo monocristalino, F: feldspatos, Lt: fragmentos líticos totales.

lino (14.7-37.8 %). Al igual que en los casos anteriores, el feldespato potásico (7.4-20.6 %) es más abundante que la plagioclasa (0.8-12.6 %). Los fragmentos líticos constituyen entre un 9.3 y 51.4 % de la moda total recalculada, donde los fragmentos líticos metamórficos dominan. Se observa que la mayoría de las metareniscas de la Formación Peñasco y la muestra M50 de la Formación Garganta de León, no cuentan con fragmentos volcánicos. Los clastos descriptos exhiben características ópticas similares a las informadas en las muestras del área de estudio.

Las metareniscas analizadas clasifican principalmente como litoarenitas feldespáticas y, en menor medida, como feldarenitas líticas, feldarenitas y litoarenitas (según Folk et al. 1970, Fig. 7).

Resultados

La distribución de las metareniscas analizadas en los diagramas de discriminación de área de aporte (Fig. 8a-b) sugiere que no hubo cambios significativos en la naturaleza de las áreas fuente en función de las unidades analizadas, su latitud, posición en la cuenca y edad.

La mayoría de las metareniscas estudiadas, independientemente de la unidad a la que pertenecen, sugieren un área de procedencia compatible con un orógeno reciclado, según el diagrama de discriminación del área de aporte propues-

to por Dickinson et al. (1983) (Fig. 8a). En concordancia con esto, el diagrama “Cuarzo monocristalino-Feldspatos-Líticos” exhibe que gran parte de las muestras analizadas se hallan en la “zona de mezcla” (Fig. 8b, Dickinson et al. 1983). En menor proporción, algunas metareniscas de las formaciones Hilario, La Tina, Peñasco y Garganta del León sugieren un área de procedencia compatible con un “arco disectado” (Fig. 8b).

De forma subordinada, se observa que una muestra de la Formación Peñasco (CPN 44A-10) refleja una afinidad con un “orógeno reciclado transicional”, mientras que una muestra de la Formación Garganta del León (QM 17-08) con un “orógeno reciclado cuarzoso” (Fig. 8b).

Un caso particular lo constituye la metarenisca QB 1-17 de la Formación Hilario, la cual señala un área de procedencia compatible con un “basamento elevado/arco disectado” (Figs. 8a-b). La presencia de fragmentos de microclino en su moda señalaría la existencia de un área fuente formada por rocas graníticas y/o metamórficas de medio a alto grado, ascendidas tectónicamente por fuera de un contexto de interior crató-nico (Dickinson et al. 1983, Scasso y Limarino 1997).

DISCUSIÓN

La moda de las metareniscas analizadas y su distribución

Cuadro 2. Porcentajes de las modas detríticas recalculadas al 100 % según Folk et al. (1970) y Dickinson et al. (1983). Referencias: Q: cuarzo monocristalino; F: feldespatos; L: líticos; Qt: cuarzo total; Qm: cuarzo monocristalino; Lt: líticos totales.

Muestra	Folk et al. (1970)				Dickinson et al. (1983)				
	Q(%)	F(%)	L(%)	Qt(%)	F(%)	L(%)	Qm(%)	F(%)	Lt(%)
CAB 22-17A	43.3	17.9	38.8	71.4	17.9	10.7	43.3	17.9	38.8
LEO 7-17	33.9	16.8	49.3	55.8	16.8	27.4	33.9	16.8	49.3
LEO 8-17	52.3	26.1	21.6	61.9	26.1	12	52.3	26.1	21.6
LEO 10-17	41.3	21.2	37.5	58.4	21.2	20.4	41.3	21.2	37.5
LEO 12-17	54.1	20.2	25.6	67	20.2	12.8	54.1	20.2	25.6
LEO 13-17	41.5	24.6	33.9	56.1	24.6	19.3	41.5	24.6	33.9
LEO 14-17	46.	17.2	36.7	63.6	17.2	19.2	46.1	17.2	36.7
LEO 20-17B	36.2	29.6	34.3	52.9	29.6	17.5	36.2	29.6	34.3
LEO 21-17	43.5	26.7	29.9	57.4	26.7	15.9	43.5	26.7	29.9
CAB 25-17	37.5	22.4	40	62.4	22.4	15.1	37.5	22.4	40
QB 1-17	43.2	44	12.8	48.9	44	7.1	43.2	44	12.8
NAR 01-17	43.7	23.4	56.7	63.5	23.4	13.1	43.7	23.4	32.9
NAR 02-17	42.2	26.1	31.7	64.3	26.1	9.6	42.2	26.1	31.7
NAR 04-17	38.5	26.9	50.0	61.5	26.9	11.5	38.5	26.9	34.6
BUR 06-17A	47.8	19.1	33.1	73.3	19.1	7.7	47.8	19.1	33.1
BUR 06-17B	35.6	25.8	38.6	63.9	25.8	10.3	35.6	25.8	38.6
JAR 03-18	44.3	27.8	27.8	62.6	9.5	27.8	44.3	27.8	27.8
ST 01-17	41.3	27.1	30.6	55.6	27.1	17.3	42.3	27.1	30.6
ST 03-17A	43.6	19.4	37	59.1	19.4	21.5	43.6	19.4	37
ST 03-17B	35.3	18.5	46.2	58.1	18.5	23.4	35.3	18.5	46.2
QM 44B-08	30.5	18.1	51.4	58.6	18.1	23.3	30.5	18.1	51.4
QM 17-08	57.9	124	29.7	72.6	12.4	15	57.9	12.4	29.7
M50	30.2	30.9	38.9	55.8	30.9	13.3	30.2	30.9	38.9
CPN 44A-10	47.5	10.8	41.7	85.3	10.8	3.9	47.5	10.8	41.7
M36	43.2	18.5	38.3	72	18.5	9.5	43.2	18.5	38.3
MA 4-10	42.7	34.0	23.3	66.4	10.3	23.3	42.7	34.0	23.3
CP 27-10	47.9	30.4	21.7	73.8	4.6	21.7	47.9	30.4	21.7
CP 28-10	40.2	18.8	41.0	72.3	18.8	9.0	40.2	18.8	41.0
CP 29-10	46.4	18.1	35.5	79.2	18.1	2.6	46.4	18.1	35.5
CR 36-17	43.8	25.1	31.1	65.6	25.1	9.3	43.8	25.1	31.1

en los diagramas de discriminación de área de aporte señalan que las rocas que aportaron detritos a la cuenca marina eopaleozoica del margen occidental de la Precordillera fueron principalmente de naturaleza metamórfica de bajo grado y sedimentaria. En menor medida, se reconoce el aporte de rocas ígneas de composición intermedia a ácida y/o rocas metamórficas de grado medio a alto. El aporte de rocas de naturaleza volcánica es subordinado. A partir de estos resultados, ciertas áreas pueden ser evaluadas como fuente de detritos, teniendo en cuenta la configuración paleogeográfica del terreno Cuyania durante el Paleozoico temprano.

Los resultados de los diagramas de discriminación de área de aporte Q-F-Lt (Fig. 8a-b), donde la mayoría de las muestras analizadas se distribuye en los campos orógeno reciclado o zona de mezcla es compatible con la presencia de

cuarzo monocristalino como componente más abundante, la mayor proporción de feldespato potásico con respecto a plagioclasa, y el predominio de fragmentos líticos metamórficos frente a los de origen sedimentario y volcánico. Dickinson et al. (1983) proponen que el campo orógeno reciclado incluye áreas de procedencia en donde espesas columnas de rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado han sido deformadas y ascendidas, conformando cadenas orogénicas. En el modelo de Dickinson y Suczek (1979) estas rocas suelen asociarse a distintos ambientes tectónicos como complejos de subducción, zonas de colisión continental, zonas de transcurrancia, entre otros. Dickinson et al. (1983) definen que la "zona de mezcla" es el resultado de la introducción mecánica de material correspondiente a diferentes áreas de aporte. Sin embargo, variaciones composicionales dentro de la columna

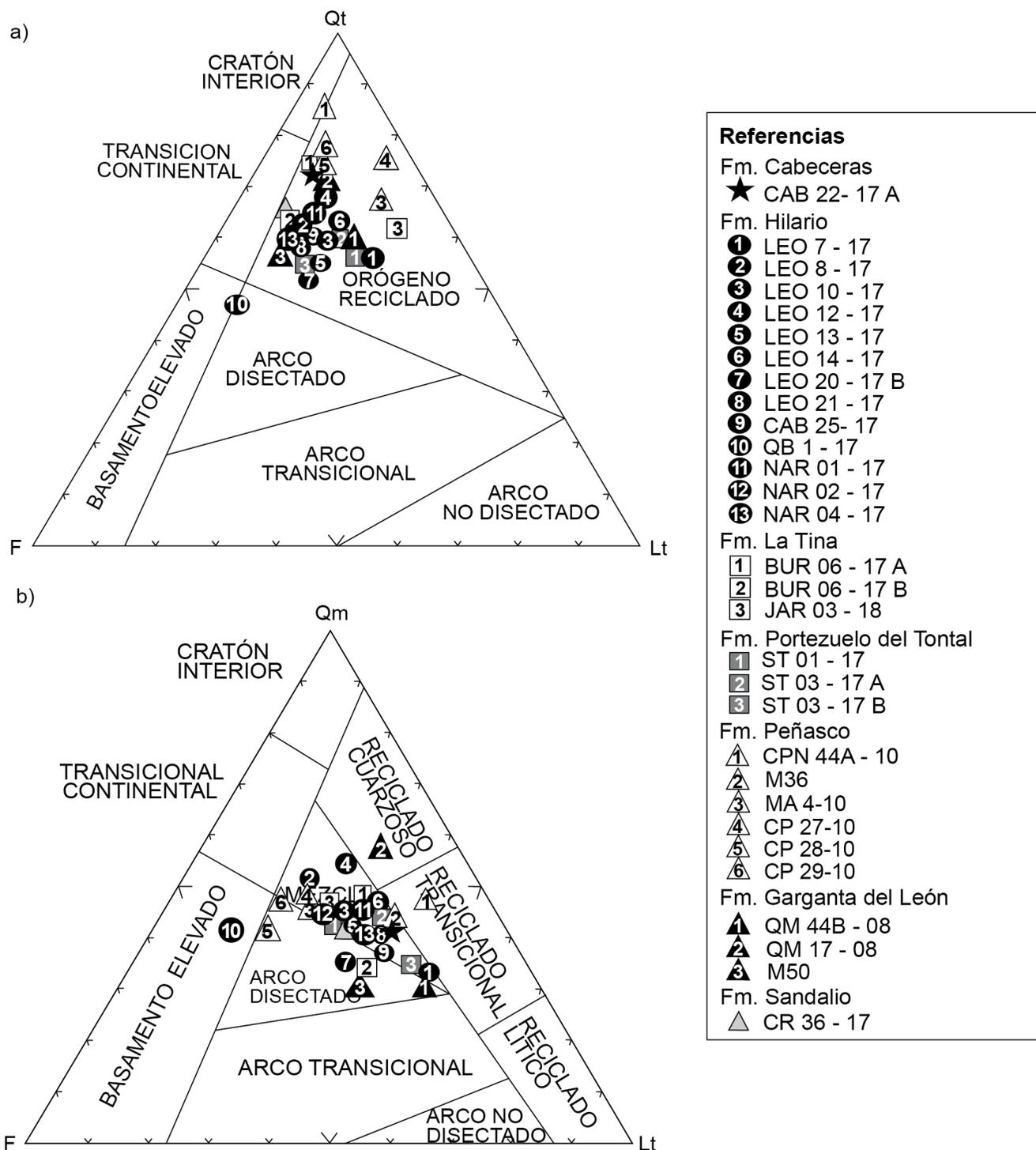


Figura 8. a) Diagrama de discriminación de aporte Qt-F-Lt propuesto por Dickinson et al. (1983). Referencias: Qt: cuarzo total, F: feldspatos, Lt: fragmentos líticos inestables; b) Diagrama de discriminación de aporte Qm-F-Lt propuesto por Dickinson et al. (1983). Referencias: Qm: cuarzo monocristalino, F: feldspatos, Lt: fragmentos líticos totales

estratigráfica de una misma área fuente, e incluso, el efecto climático de eliminación selectiva de algunos componentes clásticos, también pueden producir corrimientos en las modas hacia la zona de mezcla (Scasso y Limarino 1997, Marensi et al. 2012, Simoes 2017, entre otros).

La presencia subordinada de metareniscas que sugieren

un área de aporte compatible con un arco disectado refleja un aporte de detritos a partir de la erosión de un arco volcánico ya inactivo, que conlleva a un progresivo aumento en la cantidad de feldespato potásico y cuarzo con relación a los fragmentos líticos (Scasso y Limarino 1997). Esto señalaría la coexistencia de áreas de aporte de distinta naturaleza: una

con rocas afines a un arco magmático y otra formada por rocas metamórficas de bajo grado y sedimentarias afines a una faja orogénica sin magmatismo (Scasso 1987, 1989, Critelli e Ingersoll 1994). Adicionalmente, la presencia en baja proporción de fragmentos de microclino en algunas de las muestras analizadas señala la participación de rocas plutónicas de composición intermedia a ácida y/o metamórficas de grado medio a alto (ortogneises-granulitas) como fuente de detritos. Esto es apoyado, a su vez, por la presencia de ciertos minerales accesorios como la bastnäsite, típico de rocas metamórficas y pegmatitas graníticas.

Una de las posibles áreas de proveniencia es el cinturón orogénico desarrollado durante la orogenia Oclóyica. Este orógeno, ubicado al este de la zona de estudio, es el resultado de la subducción de losa oceánica por debajo de Gondwana hasta la colisión del terreno Cuyania contra el margen gondwánico hacia el Ordovícico tardío (Ramos et al. 1986, Astini et al. 1995, entre otros). En este orógeno, se habría expuesto el basamento mesoproterozoico del terreno Cuyania, así como sus sucesión metasedimentaria neoproterozoica-cámbrica. Actualmente, es posible hallar rocas metasedimentarias deformadas y metamorfizadas durante dicha orogenia en las sierras de Pie de Palo, Umango, Espinal y Maz (actuales Sierras Pampeanas Occidentales), donde afloran los Complejos de Maz, Umango, Pie de Palo y el Grupo Caucete, entre otros (Fig. 4; Vujovich y Kay 1998, Vujovich et al. 2004, 2005, Nappauer et al. 2010, Rapela et al. 2010, Ramacciotti et al. 2015, entre otros).

La configuración de las secuencias sedimentarias de las cuencas ordovícico-devónicas ubicadas al oeste del orógeno (plataforma carbonática al este, y margen continental y cuenca marina, al oeste), además de las direcciones de paleocorrientes que indican un transporte hacia el oeste y sur-suroeste (Spalletti et al. 1989, Astini 1992, Banchig et al. 1993, Keller et al. 1998, Peralta et al. 2003), apoyan la hipótesis de que el orógeno Oclóyico se constituyó como su principal fuente de aporte (Pankhurst y Rapela 1998, Casquet et al. 2001, Vujovich et al. 2004, 2005, Varela et al. 2011, Abre et al. 2012, entre otros).

No obstante, un transporte de detritos desde el oeste no puede ser totalmente descartado (González Bonorino 1975, Cuerda et al. 1990, Loeske 1995, Bustos 1996). En este sentido, al sudoeste del área de estudio, en la Cordillera Frontal, afloran rocas metasedimentarias y metaígneas que también constituyen una zona de aporte compatible con un orógeno reciclado. En el área del río Las Tunas, aflora el Complejo Guarguaraz, el cual consiste en cuerpos de serpentinitas, metaperidotitas, ortoanfibolitas, metagabros y metabasitas alojados en rocas metasedimentarias (Villar 1969, Bjerg et

al. 1990, López y Gregori 2004, López de Azarevich et al. 2009, Gargiulo et al. 2011, entre otros). La edad máxima de sedimentación del complejo es neoproterozoica (Willner et al. 2008). En el cordón del Portillo, afloran gneises ortoderivados (Vujovich y Gregori 2002), entre ellos el gneis Las Yaretas, de composición granodiorítica y edad mesoproterozoica (Basei et al. 1998).

La presencia subordinada de fragmentos líticos volcánicos podría estar asociados a un flujo de material proveniente del arco Famatiniano el cual constituiría una zona de aporte afín a un arco disectado al momento de la depositación de las unidades estudiadas. Actualmente, el mismo se expone en un sector de las Sierras Pampeanas Occidentales, en las sierras de Famatina, Valle Fértil, Velasco y de Chepes (Complejo Valle Fértil, los términos volcánicos del Grupo Famatina, entre otros; Astini 1998, Collo y Astini 2008, Otamendi et al. 2020, entre otros). Su baja participación en las modas analizadas podría deberse a que el orógeno Oclóyico habría constituido un área positiva que habría actuado como barrera ante el transporte de detritos provenientes del arco, e incluso de áreas más lejanas ubicadas al este (Astini 1992, Abre et al. 2012, Augustsson et al. 2015, Boedo et al. 2020). En este contexto, es posible que el aporte desde áreas como el orógeno Pampeano (actualmente representado en las Sierras Pampeanas Orientales) y áreas cratónicas (sistema de Tandilia) haya sido subordinado.

CONCLUSIONES

El análisis de componentes modales de las metareniscas del arroyo El Leoncito y áreas adyacentes señala que las rocas que aportaron detritos a la cuenca eopaleozoica del margen occidental del terreno Cuyania fueron principalmente de origen metamórfico de bajo grado y sedimentario. En menor medida, se reconoce el aporte de rocas ígneas de composición intermedia a ácida y/o rocas metamórficas de grado medio a alto. El aporte de rocas de índole volcánico es subordinado.

Los diagramas de discriminación de área de procedencia indican que la principal zona de aporte es afín a un orógeno reciclado. En menor medida, señalan la participación de una zona compatible con un arco disectado. Este resultado puede explicarse en un contexto donde el orógeno Oclóyico habría actuado como área de aporte y a la vez como barrera orográfica ante el transporte de material desde zonas de posición más oriental (arco Famatiniano y áreas cratónicas). La proveniencia de detritos desde el oeste no es totalmente descartada.

Las semejanzas que exhiben las modas detríticas de las unidades del arroyo El Leoncito con otras unidades de áreas vecinas señalan que no hubo cambios significativos en las áreas de aporte para el segmento de la Precordillera analizado (entre los 31°45'S y 32°15'S) durante el período Ordovícico-Devónico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se desarrolló en el marco del Trabajo Final de Licenciatura de A. Giunta. Fue subsidiado por el proyecto UBACyT20020170100725BA (Graciela Vujovich). Agradecemos a la Dra. I. Díaz y al Sr. R. Castro del SEGEMAR, a los guardaparques del Parque Nacional El Leoncito y al personal del CASLEO por el apoyo logístico durante el trabajo de campo. También agradecemos la colaboración de la Dra. J. Schencman por la lectura del manuscrito en su versión preliminar. Los valiosos comentarios del Dr. G. Basilici y un revisor anónimo han permitido mejorar notablemente la calidad del manuscrito. Esta es la contribución R-387 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber.

REFERENCIAS

- Abre, P., Cingolani, C.A., Cairncross, B. y Chemale Jr, F. 2012. Siliciclastic Ordovician to Silurian units of the Argentine Precordillera: Constraints on provenance and tectonic setting in the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 40: 1-22.
- Aceñolaza, E.G., Miller, H. y Toselli, A.J. 2002. Proterozoic- Early Paleozoic evolution in western South America: a discussion. *Tectonophysics* 354: 121-137.
- Amos, A.J. 1971. The Silurian of Argentina. *Geological Society of America, Special Paper* 133: 5-19.
- Amos, A.J. y Roller, E.O. 1965. El Carbónico marino del Valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). *Boletín Informaciones Petroleras* 368: 51-71.
- Amos, A.J. y Marchese, H.G. 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico en la Ciénaga del Medio, Estancia Leoncito, sud de Barreal, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (2): 263-270.
- Amos, A.J., Baldis, B. y Csaky, A. 1963. La fauna del Carbónico medio de la Formación La Capilla y sus relaciones geológicas (Calingasta, San Juan). *Ameghiniana* 3(4): 123-134.
- Angelelli, V. y Trelles, S. 1938. Las alubreras de Rodeo y Barreal y los sulfatos de hierro de la Alcaparrosa, Provincia de San Juan. *Boletín de Obras Sanitarias de la Nación* 2 (8-10): 139-158.
- Aparicio, E.P. y Cuerda, A.J. 1976. Nuevos hallazgos de graptolitos en la vertiente occidental de la Precordillera de San Juan (Calingasta). *Ameghiniana*, 13 (2): 159-168.
- Astini, R.A. 1992. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. *Estudios Geológicos* 48 (5-6): 315-327.
- Astini, R.A. 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53 (4): 445-460.
- Astini, R.A. y Buggisch, W. 1993. Aspectos sedimentológicos y paleoambientales de los depósitos glaciogénicos de la Formación Don Braulio, Ordovícico tardío de la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (3-4): 217-232.
- Astini, R. y Vaccari, E. 1996. Sucesión evaporítica del Cámbrico Inferior de la Precordillera: significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (2): 97-106.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin* 107 (3): 253-273.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E. y Cañas, F.L. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13° Congreso Geológico Argentino: 293-324, Buenos Aires.
- Augustsson, C., Rüsing, T., Niemeyer, H., Kooijman, E., Berndt, J., Bahlburg, H. y Zimmermann, U. 2015. 0.3 byr of drainage stability along the Palaeozoic palaeo-Pacific Gondwana margin; a detrital zircon study. *Journal of the Geological Society*, 172 (2): 186-200.
- Baldis, B.A.J. 1963. Geología de la zona situada al Sud de Ea. Leoncito, dpto. Calingasta, San Juan. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), 18 p., Buenos Aires.
- Baldis, B.A.J. 1970. Estratigrafía del Devónico de la Precordillera entre los paralelos 30° y 32°. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, (inédita), 168 p., Buenos Aires.
- Baldis B.A.J. y Bordonaro, O. 1981. Evolución de las facies carbonáticas en la cuenca Cámbrica de la Precordillera de San Juan. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 385-397, San Luis..
- Baldis, B.A.J., Bordonaro, O., Beresi, M. y Uliarte, E. 1981. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcareo-dolomítica del Paleozoico Inferior de San Juan. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 419-434, Buenos Aires.
- Baldo, E.G., Fanning, C.M., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C. y Galindo, C. 2003. U-Pb Shrimp dating of rhyolite volcanism in the Famatinian belt and K-bentonites in the Precordillera. Ordovician from the Andes. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica* 17: 185-189.
- Banchig, A. 2006. Formación Alojamiento (Cámbrico) en su localidad tipo. Paleambiente sedimentario del margen continental eopaleozoico, Precordillera mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (3): 301-312.
- Banchig, A.L. y Bordonaro, O. 1994. Reinterpretación de la Formación Los Sombreros: Secuencia olistostrómica de talud, Precordillera argentina. 5° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 283-288,

- Tucumán.
- Banchig, A.L., Ormeño, P. y Lucero, C. 1993. Análisis de paleodirecciones en las brechas carbonáticas y conglomerados del talud continental, Ordovícico, Precordillera Occidental, San Juan. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: (121-127), Mendoza.
- Basei, M., Ramos, V., Vujovich, G. y Poma, S. 1998. El basamento metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza: Nuevos datos geocronológicos e isotópicos. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 412-417, Buenos Aires.
- Basilici, G., Peralta, S. y Finney, S. C. 2003. The Portezuelo del Tontal Formation: A widespread storm-dominated siliciclastic shelf of the lower Caradocian, Western Precordillera, San Juan Province, Argentina. 3° Latinoamerican Congress of Sedimentology, Abstracts, Belem Do Para.
- Basilici, G., Cutolo, A., Gomes Borges, J.P., Henrique, A. y Moretti, P.A. 2005. Ordovician storm-dominated basin and the evolution of the western Gondwana margin (Portezuelo del Tontal, Sierra de la Invernada and Yerba Loca formations, Argentine Precordillera). En: Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (eds.), Gondwana 12. "Geological and Biological Heritage of Gondwana". Academia Nacional de Ciencias, Abstracts: 64, Mendoza.
- Basilici, G., de Luca, P.H.V. y Poiré, D.G. 2012. Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): a turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system?. *Sedimentary Geology* 267: 73-92.
- Benedetto, J.L. y Vaccari, E. 1992. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques cambro-ordovícicos resedimentados de la Precordillera occidental argentina. *Estudios Geológicos* 48: 305-313.
- Benedetto, J.L., Sanchez, T.M., Carrera, M.G., Brussa, E.D., Salas, M.J. 1999. Paleontological constraints on successive paleogeographic positions of Precordillera terrane during early Paleozoic. *Geological Society of America Special Paper* 336: 21-42.
- Bjerg, E.A., Gregori, D.A., Losada Calderón, A., Labadía, C.H., 1990. Las metamorfitas del faldeo oriental de la Cuchilla de Guarguaraz, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 45: 234-245.
- Blasco, G. y Ramos, V.A. 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del cerro La Chilca, Depto. Jachal, Provincia de San Juan. *Ameghiniana* 13 (3/4): 312-329.
- Boedo, F.L., Vujovich, G.I., Kay, S.M., Ariza, J.P. y Luján, S.B. 2013. The E-MORB like geochemical features of the early Paleozoic mafic-ultramafic belt of the Cuyania terrane, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 48: 73-84.
- Boedo, F.L., Willner, A.P., Vujovich, G.I. y Massonne, H.-J. 2016. High-pressure/low-temperature metamorphism in the collision zone between the Chilena and Cuyania microcontinents (western Precordillera, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 72: 227-240.
- Boedo, F.L., Luján, S.P., Naipauer, M., Vujovich, G.I., Pimentel, M.M., Ariza, J.P. y Barredo, S.P. 2020. The late Neoproterozoic-early Paleozoic basin of the western Argentine Precordillera: Insights from zircon U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*: 102669.
- Bordonaro, O.L. 2003. Evolución paleoambiental y paleogeográfica de la cuenca cámbrica de la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 329-346.
- Bordonaro, O. y Banchig, A. 2007. Biofacies de trilobites cámbricos en la Formación Alojamiento, Precordillera de San Juan y Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 44 (1): 91-107.
- Borrello, A.V. 1963. Elementos del Magmatismo Simaico en la correlación de la secuencia Geosinclinal de la Precordillera. Instituto Nacional de Investigación de Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia". *Revista Serie Ciencias Geológicas* 1: 1-19.
- Borrello, A.V. 1965. Sobre el desarrollo bioestratigráfico del Cámbrico de la Precordillera. *Acta Geológica Lilloana* 7: 39.
- Bustos, U.D. 1996. Modelo sedimentario alternativo para el Devónico de la Precordillera central sanjuanina: Formación Punta Negra. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 3 (1): 17-30.
- Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology* 29 (8): 703-706.
- Collo, G. y Astini, R. 2008. La Formación Achavil: una nueva unidad de bajo grado metamórfico en la evolución cámbrica superior del Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 435-444.
- Cortés, J.M. 1992. Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47: 115-117.
- Cortés, J.M. y Kay, S.M. 1994. Una dorsal oceánica como origen de las lavas almohadilladas del Grupo Ciénaga del Medio (Silúrico-Devónico) de la Precordillera de Mendoza, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1005-1009, Concepción.
- Cortés, J.M., Gonzalez Bonorino, G., Koukharsky, M.L. Brodkorb, A. y Pereyra, F. 1999. Hoja Geológica 3369-03 Yalguaraz, Mendoza (versión preliminar). Carta Geológica de la República Argentina Escala 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 280, 230 p., Buenos Aires.
- Cortés, J.M., Casa, A., Pasini, M., Yamin, M. y Terrizzano, C. 2006. Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31° 30' - 33° 30' LS): controles paleotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 639-646.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C., Varela, R. y Schauer, O. 1986. Cámbrico y Ordovícico en la Precordillera de San Juan: Formación Los Sombrosos, ampliación de su conocimiento bioestratigráfico. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 5-17, Mendoza.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C., Varela, R. y Schauer, O. 1986. Cámbrico y Ordovícico en la Precordillera de San Juan: Formación Los Sombrosos.

- ros, ampliación de su conocimiento bioestratigráfico. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 5-17, Mendoza.
- Cuerda, A.J., Arrondo, O.G., Morel, E. y Spalletti, L.A. 1990. Procesos de continentalización en el Devónico de la Precordillera. *Revista del Museo de La Plata* 10 (89): 185-195.
- Critelli, S. e Ingersoll, R.V. 1994. Sandstone petrology and provenance of the Siwalik Group (northwestern Pakistan and western-southeastern Nepal). *Journal of Sedimentary Research* 64 (4a): 815-823.
- Csaky, A. 1963. Geología de la zona situada al N. del cordón del Naranjo y al Sur del Cerro Cabeceras. Dpto. Calingasta-San Juan. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), 25 p., Buenos Aires.
- Dickinson, W.R. 1970. Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics. *Reviews of Geophysics* 8 (4): 813-860.
- Dickinson, W.R. y Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin* 63 (12): 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of American Bulletin* 94: 222-235.
- Di Pasquo, M., Amenábar, C.R. y Noetinger, S. 2009. Middle Devonian microfloras and megaflores from western Argentina and southern Bolivia: their importance in the palaeobiogeographical and palaeoclimatic evolution of western Gondwana. *The Geological Society of London, Special Publications* 314 (1): 193-213.
- Edwards, D., Morel, E., Poiré, D.G. y Cingolani, C.A. 2001. Land plants in the Devonian Villavicencio Formation, Mendoza Province, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 116: 1-18.
- Edwards, D., Poiré, D.G., Morel, E.M. y Cingolani, C.A., 2009. Plant assemblages from SW Gondwana: further evidence for high-latitude vegetation in the Devonian of Argentina. En: Bassett, M.G. (ed.), *Early Palaeozoic peri-Gondwana terranes: new insights from tectonics and biogeography*. Geological Society, London, Special Publications 325: 233-255.
- Espejo, I.S. y López Gamundi, O.R. 1994. Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin; the El Imperial Formation (Mid Carboniferous-Lower Permian), San Rafael Basin, western Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 64 (1): 8-16.
- Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Casquet, C. y Galindo, C. 2004. K-bentonites in the Argentine Precordillera contemporaneous with rhyolite volcanism in the Famatinian Arc. *Journal of the Geological Society* 161 (5): 747-756.
- Finney, S., Peralta, S., Gehrels, G. y Marsaglia, K. 2005. The early Paleozoic history of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of western Argentina: evidence from geochronology of detrital zircons from Middle Cambrian sandstones. *Geologica, Actas* 3 (4): 339-354.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics* 13(4): 937-968.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A. 2011. Caracterización y evolución metamórfica de las rocas ultramáficas de la faja del Río De Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68 (4): 571-593.
- Gazzi, P. 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; Correlazioni con flysch di Monghidoro. *Mineralogica et Petrographica Acta* 12: 69-97.
- Gerbi, C., Roeske, S. y Davis, J. 2002. Geology and structural history of the southwest Precordillera margin northern Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 821-835.
- Giambiagi, L.B., Mescua, J., Folguera, A. y Martínez, A. 2010. Estructuras y cinemática de las deformaciones pre-andinas del sector sur de la Precordillera, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 5-20.
- Giunta, A. 2019. Geología del sector sur del arroyo El Leoncito, Precordillera occidental, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédita), 182 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, G. 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (3): 223-246.
- González Bonorino, G. y González Bonorino, F. 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico Temprano: terrenos'bajo sospecha' de ser autoctonos. *Andean Geology* 8 (2): 97-107.
- Gomes, J.P.B., Basili, G., Cutolo, A.A., Henrique, A., Moretti, P.A.Jr. 2005. The importance of storm-gravitational combined flows on the construction of sandstone reservoirs in siliciclastic shelves: analogous in Portezuelo del Tontal and Sierra de la Invernada Formations (middle-upper Ordovician, Precordillera Argentina). En: Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (eds.), *Gondwana 12 "Geological and Biological Heritage of Gondwana"*, Academia Nacional de Ciencias, Abstracts, p. 174, Mendoza.
- Harrell, J. 1984. A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. *Journal of Sedimentary Research* 54 (2): 621-626.
- Haller, M.A. y Ramos, V.A. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 66-83, San Carlos de Bariloche.
- Harrington, J.H. y Leanza, A.F. 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. Universidad de Kansas, Special Publication 1, 276 p., Lawrence.
- Heredia, S. y Beresi, M.S. 2004. La Formación Empozada y su relación estratigráfica con la Formación Estancia San Isidro (nom. nov.), Ordovícico de la Precordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (2): 178-192.
- Huff, W.D., Bergstrom, S.M., Kolata, D.R., Cingolani, C. y Astini, R.A. 1998. Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera: relations to Gondwana margin evolution. *Journal of the Geological Society of London* 142: 107-126.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. y Sares,

- S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research* 54 (1): 103-116.
- Kay, S., Ramos, V. y Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental; basaltos de rift oceánico temprano (?) próximo al margen continental. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65, Río Negro.
- Kay, S. M., Orrell, S. y Abruzzi, J.M. 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and Laurentian origin for the basement of the Precordilleran terrane in Argentina. *Journal of Geology* 104: 637-648.
- Keller, M., Cañas, F., Lehnert, O. y Vaccari, N.E. 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): some stratigraphic reconsiderations. *Newsletters on Stratigraphy* 31 (2): 115-132.
- Keller, M., Buggisch, W. y Lehnert, O. 1998. The stratigraphical record of the Argentine Precordillera and its plate-tectonic background. *Geological Society of London Special Publication* 142 (1): 35-56.
- Leveratto, M.A. 1968. Geología del oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (2): 129-157.
- Loeske, W.P. 1995. 1.1 Ga old zircons in W Argentina: implications for sedimentary provenance in the Palaeozoic of Western Gondwana. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte* (1): 51.
- López V.L. y Gregori, D.A. 2004. Provenance and evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research* 7 (4): 1197-1208.
- López de Azarevich, V., Escayola, M., Azarevich, M.B., Pimentel, M.M. y Tassinari C. 2009. The Guarguaraz Complex and the Neoproterozoic-Cambrian evolution of southwestern Gondwana: Geochemical signatures and geochronological constraints. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 333-344.
- Marchese, H.G. 1964. Geología de la zona situada al N de la Estancia Leoncito (Dpto Calingasta), San Juan. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), 34 p., Buenos Aires.
- Marenssi, S., Santillana, S. y Bauer, M. 2012. Estratigrafía, petrografía sedimentaria y procedencia de las formaciones Sobral y Cross Valley (Paleoceno), isla Marambio (Seymour), Antártica. *Andean Geology* 39 (1): 67-91.
- Marsaglia, K.M. e Ingersoll, R.V. 1992. Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance. *Geological Society of America Bulletin* 104: 1637-1649.
- Mésigos, M. 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral. Sierra de Barreal (provincia de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7 (2): 65-109.
- Naipauer, M., Vujovich, G. I., Cingolani, C. A. y McClelland, W. C. 2010. Detrital zircon analysis from the Neoproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina: Evidence of a rift and passive margin system?. *Journal of South American Earth Sciences* 29 (2): 306-326.
- Ortega, G.O., Brussa, E.D. y Astini, R.A. 1991. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 28: 163-178.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J. 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 59-74., Buenos Aires.
- Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Morosini, A., Armas, P., Tibaldi, A. M. y Camilletti, G.C. 2020. The geodynamic history of the Famatinian arc, Argentina: A record of exposed geology over the type section (latitudes 27°-33° south). *Journal of South American Earth Sciences*: 102558.
- Padula, E.L., Rolleri, E.O., Mingramm, A.R., Criado Roque, P., Flores, M.A. y Baldis, B.A. 1967. Devonian of Argentina: Proceeding of the International Symposium on the Devonian System 2: 165-199.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1998. The Proto-Andean Margin of Gondwana. *Geological Society of London Special Publication* 142: 1-383.
- Peralta, S.H. 1990. Nuevas graptofaunas de la Formación La Cantera, sierra de Villicum, Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. 5° Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 59-66, San Miguel de Tucumán.
- Peralta, S.H. 2013. El Silúrico de la sierra de La Invernada, Precordillera de San Juan: implicancias estratigráficas y paleogeográficas. *Revista Asociación Geológica Argentina* 70 (4):477-487.
- Peralta, S.H. y Carter, C. 1990. La Glaciación Gondwánica del Ordovícico tardío: Evidencias en fangolitas guijarrosas de la Precordillera de San Juan, Argentina: San Juan, 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 181-185, San Juan.
- Peralta, S., Finney S. y Basilici, G., 2003. Portezuelo del Tontal Formation (Lower Caradoc), Western Precordillera, San Juan Province: its biostratigraphic and paleogeographic significance. En: Albanesi, G., Beresi, M. y Peralta, S. (eds.), *Ordovician from the Andes. INSUGEO, Serie de Correlación Geológica* 17:119-123
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Stever, R. 1973. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, 618 p., New York.
- Powers, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research* 23 (2): 117-119.
- Quartino, B.J., Zardini, R.A. y Amos, A.J. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografía* 1, 184 p., Buenos Aires.
- Ramacciotti, C.D., Baldo, E.G. y Casquet, C. 2015. U-Pb SHRIMP detrital zircon ages from the Neoproterozoic Difunta Correa Metasedimentary Sequence (Western Sierras Pampeanas, Argentina): Provenance and paleogeographic implications. *Precambrian Research*, 270: 39-49.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J.M. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5 (6): 855-880.
- Ramos, V.A. 2010. The Grenville-aged basement of the Andes. *Journal of*

- South American Earth Sciences 29: 77-91.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C.M. y Dahlquist, J.M. 2010. The Western Sierras Pampeanas: Protracted Grenville-age history (1330–1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction–accretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 29 (1): 105-127.
- Rubinstein, C.V. y Steemans, P. 2007. New palynological data from the Devonian Villavencio Formation, Precordillera of Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 44 (1): 3-9.
- Robinson, D., Bevins, R.E. y Rubinstein, N. 2005. Subgreenschist facies metamorphism of metabasites from the Precordillera terrane of western Argentina; constraints on the later stages of accretion onto Gondwana. *European Journal of Mineralogy* 17 (3): 441-452.
- Scalabrini Ortiz, J., Amos, A. y Quartino, B. 1969. El anticlinorio de las Cabeceras. Estructura y significado de su litología (Estancia El Leoncito), Barreal, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24 (3): 132-138.
- Scasso, R.A. 1987. Estratigrafía y ambientes de sedimentación del ciclo sedimentario del Jurásico superior y Cretácico inferior de la región sudoccidental del Chubut, con referencias a la columna estratigráfica general del área Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 300 p., Buenos Aires.
- Scasso, R.A. 1989. La Cuenca del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la región sudoccidental del Chubut. *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie de Correlación Geológica (6): 395-417.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O. 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1*, 257 p., Buenos Aires.
- Schmidt, D.I. 2018. Geología del Paleozoico inferior del sector norte del arroyo El Leoncito, Precordillera occidental, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), 184 p., Buenos Aires.
- Sessarego, H.L.F. 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 324 p., Buenos Aires.
- Simoes V.B. 2017. Procedencia de la sucesión triásica lacustre de la Quebrada de Ischichuca (Cuenca Ichigualasto-Villa Unión, La Rioja). Tesina de Licenciatura, Universidad de Santa Rosa (inédita), 95p. La Pampa.
- Spalletti, L.A., Cingolani, C.A., Varela, R. y Cuerda, A.J. 1989. Sediment gravity flow deposits of an Ordovician deep-sea fan system (western Precordillera, Argentina). *Sedimentary Geology* 61 (3-4): 287-301.
- Stephens, G., Nullo, F., Hanger, R. y Baldauf, P. 1995. The Calingasta Allochthon in the Western Precordillera of Argentina: A Taconic tie between North and South America. *Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs*, New Orleans.
- Varela, R., Cuerda, A.J. y Schauer, O.C. 1982. Graptolitos ordovícicos en la Formación Cabeceras (Vertiente occidental de la Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37: 384-387.
- Varela, R., Basei, M., González, P., Sato, A., Naipauer, M., Campos Neto M., Cingolani C. y Meira V. 2011. Accretion of Grenvillian terranes to the southwestern border of the Río de la Plata craton, western Argentina. *International Journal Earth Sciences* 100: 243-272.
- Villar, L.M. 1969. El complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 223-238.
- Voldman, G.G. y Banchig, A.L. 2020. Age constraints on the Portezuelo del Tontal Formation (Middle–Upper Ordovician) of the Western Argentine Precordillera: first insights from conodont biostratigraphy. *Ameghiniana* 57 (4): 344-353.
- Voldman, G.G., Alonso J.L., Fernandez L.P., Banching A.L., Albanesi G.L., Ortega G., Cardo R. 2016. Cambrian–Ordovician conodonts from slump deposits of the Argentine Precordillera: new insights into its passive margin development. *Geological Magazine* 155 (1): 85-97.
- Vujovich, G.I. y Kay, S.M. 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society of London Special Publications* 142 (1): 159-179.
- Vujovich, G.I. y Gregori, D.A., 2002. Cordón del Portillo, Cordillera Frontal, Mendoza: Caracterización geoquímica de las metamorfitas. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 348-353, El Calafate.
- Vujovich, G.I., van Staal, C.R. y Davis, W. 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7 (4): 1041-1056.
- Vujovich, G.I., Porcher, C., Chernicoff, C.J., Fernandes, L.A. y Pérez, D.J. 2005. Extremo norte del basamento del terreno Cuyania: nuevos aportes multidisciplinarios para su identificación. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8*: 15-41.
- von Gosen, W. 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 377-404.
- von Gosen, W. 1997. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Rio Jachal section of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 361-388.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology* 30 (5): 377-392.
- Willner, A.P., Gerdes, A. y Massonne, H.J. 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29–36 S revealed by a U–Pb and Lu–Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology* 253 (3-4): 114-129.
- Xicoy, A.N. 1961. Levantamiento geológico expeditivo en la zona de Iglesia, Calingasta (San Juan). YPF, Informe inédito n° 881, Buenos Aires.
- Zuffa, G.G., Cibin, U. y Di Giulio, A. 1995. Arenite petrography in sequence stratigraphy. *The Journal of Geology* 103 (4): 451-459.