

Metasedimentos siliciclásticos proterozoicos en la Sierra de Pie de Palo, San Juan: Procedencia y ambiente tectónico

Graciela I. VUJOVICH

CONICET - Lab. Tectónica Andina, Dpto. Cs. Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires.
Pabellón II, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina
E-mail: graciela@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Los metasedimentos del Grupo Caucete aflorantes en la sierra de Pie de Palo constituyen una pieza importante para entender la evolución del margen gondwánico durante el Proterozoico tardío a Paleozoico temprano. Esta secuencia metamórfica está en contacto tectónico, a través del Corrimiento Las Pirquitas, con el Complejo Pie de Palo (Mesoproterozoico). El Grupo Caucete está integrado por dos unidades mayores, una siliciclástica y otra carbonática, y basado en estudios de campo entre las quebradas Las Pirquitas y La Petaca y posterior laboratorio, ha sido dividido en cuatro formaciones. La parte siliciclástica incluye a la Cuarcita El Quemado, la que está intercalada con la Formación La Paz, unidad de carácter volcániclastico. Los carbonatos están representados por la Formación El Desecho (areniscas y limolitas carbonáticas con mármoles dolomíticos) y la Caliza Angacos. Los primeros resultados geoquímicos fueron utilizados para comparar la Cuarcita El Quemado y la Formación La Paz con las metagrauvas del Complejo Pie de Palo. Su composición mineralógica ha determinado el comportamiento geoquímico de los elementos mayoritarios, mientras que las tierras raras y elementos traza, al estar concentrados principalmente en los minerales pesados, muestran que los procesos sedimentarios han jugado un rol importante en su distribución. Los sedimentos siliciclásticos se habrían originado por la destrucción de rocas corticales procedentes de áreas orogénicas, con un importante componente félsico asociado con rocas ígneas originadas en arcos magmáticos más o menos evolucionados. Los mismos se habrían depositado en una plataforma continental durante el Proterozoico superior (670 Ma, U/Pb en circones detríticos).

Palabras clave: Grupo Caucete, geoquímica, procedencia, ambiente tectónico, Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas

ABSTRACT. Proterozoic Siliciclastic metasediments in Sierra de Pie de Palo, San Juan: Provenance and tectonic setting. Metasedimentary rocks of the Caucete Group outcropping at the western slope of Sierra de Pie de Palo are an important key to understand the geological evolution of the western margin of Gondwana during late Proterozoic - early Paleozoic times. This metamorphic sequence is in tectonic contact with the mesoproterozoic-age Pie de Palo Complex through Las Pirquitas Fault. The Caucete Group is composed by two major units, one of siliciclastic nature and the other of carbonates. Between Las Pirquitas y La Petaca valleys this group has been divided in four different units based on detailed field work laboratory studies. The siliciclastic part of the sequence included the El Quemado Quartzite which is interlayered with La Paz Formation, a volcanoclastic unit. The carbonate sequence is composed by El Desecho Formation (carbonate sandstones and siltstones with dolomite marbles), and by the Angacos Limestone. First geochemical data are used to compare El Quemado Quartzite and La Paz Formation with the metagreywackes units of Pie de Palo Complex. Mineralogical composition of these rocks has played an important role in geochemical behavior of the major oxides. Meanwhile, heavy minerals concentrated trace and RE elements and sedimentary processes constrain their distribution in this type of rocks. The siliciclastic rocks have an upper continental crust provenance, this weathered source area is characterized by dominant felsic component associated with partially evolved magmatic arc acting as the source area. A continental platform is interpreted as the depositional environment site for these sediments during late Proterozoic-time (670 Ma, U/Pb detrital zircon age).

Key words: Caucete Group, geochemistry, provenance, tectonic environment, Pie de Palo range, Sierras Pampeanas

Introducción

La secuencia metasedimentaria expuesta a lo largo del margen occidental de la sierra de Pie de Palo conforma el Grupo Caucete (Borrello 1969) (Fig. 1). Esta unidad constituye uno de los elementos claves para comprender el comportamiento del basamento de la cordillera andina, y a su vez, para reconstruir el margen occidental del Gondwana durante el Proterozoico superior - Paleozoico inferior.

La intensa deformación y el metamorfismo que exhiben estas rocas han obliterado gran parte de sus características sedimentológicas originales, aunque es posible reconocer unidades siliciclásticas y carbonáticas como constituyentes primarios del Grupo Caucete (Borrello 1969). En el área de trabajo se han reconocido cuatro unidades formacionales (Figs. 1 y 2): Cuarcita El Quemado (Borrello 1969), Formación La Paz, Formación El Desecho (van Staal *et al.* 2002; Vujovich *et al.* 2003) y Caliza Angacos (Borrello 1969).

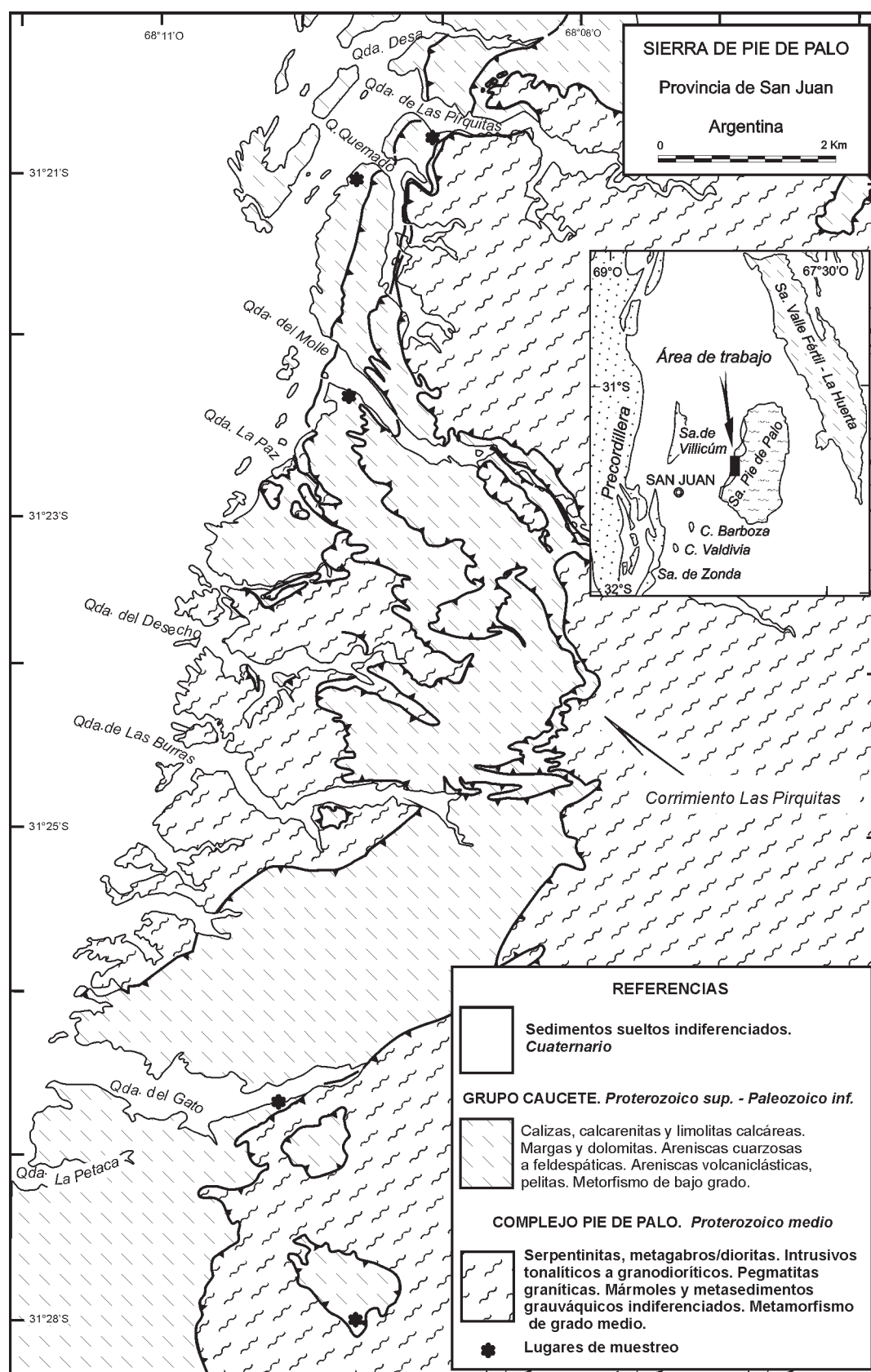


Figura 1: Mapa geológico del sector occidental de la sierra de Pie de Palo (simplificado de van Staal *et al.*, en preparación).

En este trabajo se presentan los primeros análisis químicos realizados sobre los metasedimentos ricos en cuarzo que constituyen la Cuarcita El Quemado, considerada aquí como base de la secuencia sedimentaria, y de la Formación La Paz, intercalada con la anterior, y se comparan con otros metasedimentos grauváquicos aflorantes en la sierra de Pie de Palo. El objetivo de este estudio fue determinar la procedencia y ambiente tectónico de estas unidades metasedimentarias sobre la base de la información de campo, petrológica y geoquímica.

Geología

El Grupo Caucete (Borrello 1969) consiste en una secuencia siliciclástica representada por metasedimentos ricos en cuarzo y feldespatos, rocas metavolcanoclasticas y calcáreos más o menos impuros metamorfizados (Figs. 1 y 2).

Las rocas siliciclásticas están reunidas por la Cuarcita El Quemado (Borrello 1969; Servicio Geológico Nacional 1976, 1984). Corresponden a meta-cuarcitas, esquistos cuarcíticos feldespáticos con proporciones variables de filosilicatos, y sus derivados cataclásticos. La Formación La Paz, constituida por esquistos micáceo-granátíferos-albíticos y sus milonitas, se intercala con la unidad anterior.

La sección carbonática del Grupo Caucete está integrada por las Formaciones El Desecho (*nov. nom.*) y Angacos (Borrello 1969). La Formación El Desecho es equivalente a la Formación Puntilla Blanca, denominación utilizada por van Staal *et al.* (2002) y Vujovich *et al.* (2003), y cambiada en este trabajo debido a que este nombre formacional fue utilizado previamente por Borrello (1969) para otra unidad del Grupo Caucete aflorante en el sector sur de la sierra de Pie de Palo. Está integrada por mármoles dolomíticos, esquistos calco-silicáticos y esquistos cuarzo-feldespático-micáceos ricos en minerales opacos, con potencias variables entre 0,5 a 40 metros, constituyendo un buen horizonte guía para el mapeo de las secuencias.

La Caliza Angacos (Borrello 1969) corresponde a una alternancia de bancos calcáreos, en parte dolomíticos y metamargas, con mayor desarrollo hacia el sector sur del cordón serrano, donde alcanza espesores entre 200 y 300 metros en la quebrada Ancha de la Puntilla (Dalla Salda y Varela 1984; Castro de Machuca 1984), fuera del área de estudio.

La ausencia de fósiles determinativos dentro del Grupo Caucete no ha permitido asignarle una edad precisa a esta unidad, exceptuando las trazas fósiles encontradas por Bordonaro *et al.* (1992) en metasedimentos calcáreos, y sobre la base de los cuales estos autores le adjudicaron una edad mínima de sedimentación proterozoica superior. Previamente, y desde el punto de vista de similitudes litológicas, Schiller (1912) y Groeber (1948) homologaron la secuencia carbonática

con las calizas cambro-ordovícicas del sector precordillerano, y Borrello (1969) las asignó al Infracámbrico. Linares *et al.* (1982) sobre la base de estudios de isótopos de carbono y oxígeno en las rocas calcáreas también las atribuyó al Paleozoico inferior.

Estudios más recientes teniendo en cuenta las relaciones isotópicas de Sr han llevado a postular una edad proterozoica superior a cámbrica inferior para la deposición de la secuencia carbonática del Grupo Caucete (Abbruzzi 1994; Sial *et al.* 2001).

Con respecto a la secuencia siliciclástica se ha interpretado una edad máxima de deposición para las rocas cuarcíticas de 670 Ma basado en edades U/Pb en circones detríticos hallados en la Cuarcita El Quemado (van Staal *et al.* 2002).

El Grupo Caucete se encuentra en contacto tectónico con el Complejo Pie de Palo a través de un corrimiento de extensión regional, Corrimiento Las Pirquitas (Vujovich y Ramos 1994). Este complejo, que constituye gran parte de la sierra de Pie de Palo, está integrado por rocas ígneas metamorfizadas, asignadas al Proterozoico medio, con edades grenvillianas (Dalla Salda y Varela 1984; Varela y Dalla Salda 1993; McDonough *et al.* 1993; Pankhurst y Rapela 1998; van Staal *et al.* 2002; Vujovich *et al.* 2003), entre las que se intercalan metasedimentos carbonáticos y siliciclásticos de edad incierta (Ramos y Vujovich 1995, 2000 y otros allí citados). En el sector sudoccidental de la sierra aflora la unidad Difunta Correa (Baldo *et al.* 1998), la que se corresponde en parte con los metasedimentos de bajo grado metamórfico descriptos por Dalla Salda y Varela (1984); esta unidad representaría la cobertura sedimentaria del Complejo Pie de Palo (Casquet *et al.* 2001).

Dentro del Complejo Pie de Palo se ha reconocido un complejo ofiolítico de suprasubducción, el cual tiene edades U/Pb en circones que permiten asignarlo al ciclo grenvilliano (Vujovich y Kay 1998; van Staal *et al.* 2002). Este complejo, integrado principalmente por serpentinitas y metabasitas, intruido por diques y/o sills más félsicos, corresponde a las raíces de un de arco islándico sometido a extensión, con generación de rocas máficas y afines en una cuenca de trasarco (Vujovich 1993; Vujovich y Kay 1996, 1998; Ramos *et al.* 1993, 2000). Otras rocas metaígneas del Complejo Pie de Palo que presentan signatura de arcos magmáticos, más o menos evolucionados, y emplazados en una corteza ya sea tanto delgada como engrosada (Vujovich y Kay 1996, 1998), también muestran edades proterozoicas grenvillianas (Varela y Dalla Salda 1993; McDonough *et al.* 1993; Pankhurst y Rapela 1998).

En el sector central y norte de la sierra afloran metagrauvacas y mármoles cristalinos interdigitados tectónicamente con las rocas ígneas del Complejo Pie de Palo (Ramos y Vujovich 1995, 2000). La edad de estas rocas es incierta, pudiendo corresponder a la cobertura sedimentaria de este complejo, o bien ser sin-

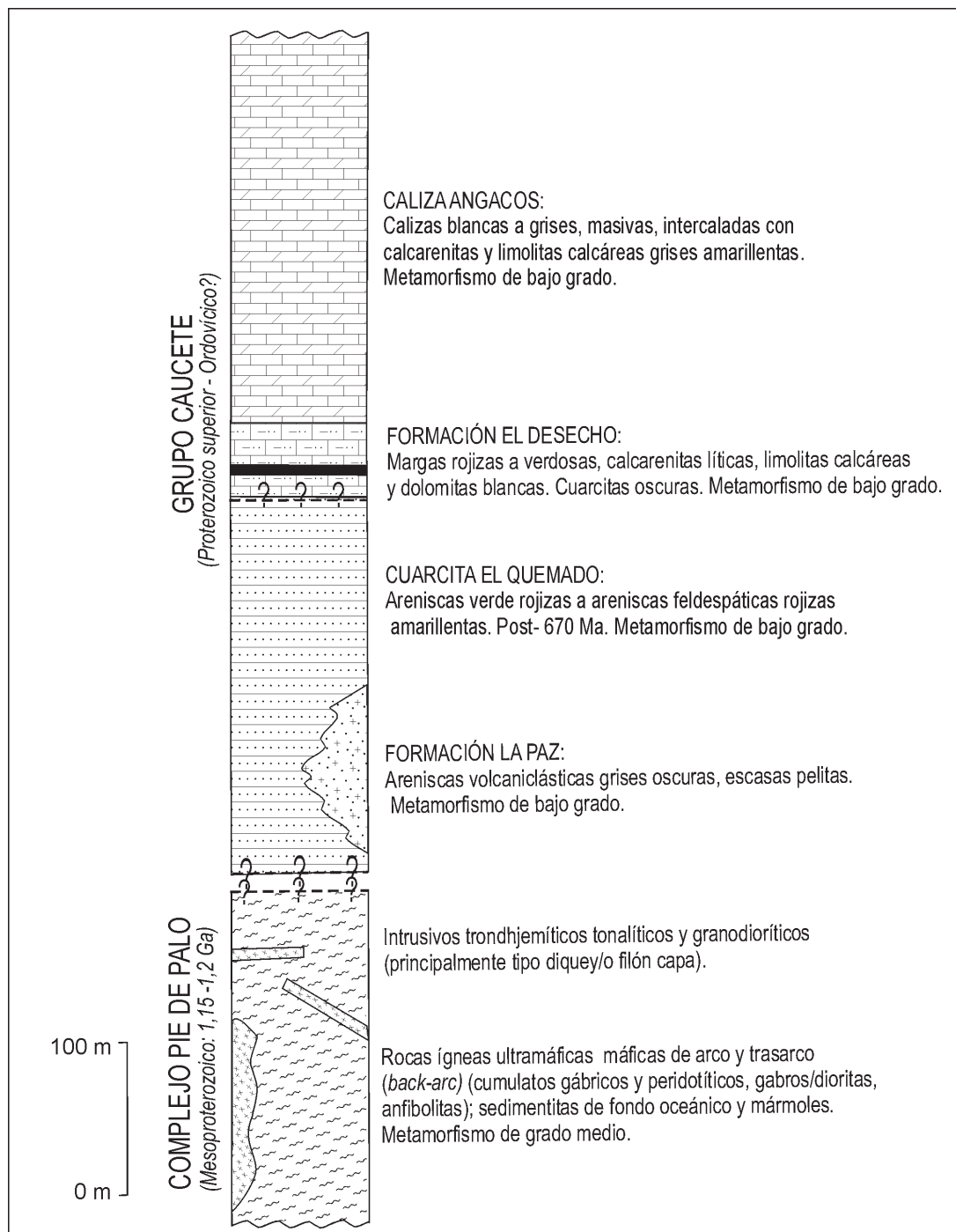


Figura 2: Columna estratigráfica esquemática de las unidades aflorantes en el flanco occidental de la sierra de Pie de Palo; los espesores representados son mínimos (van Staal *et al.* 2002; Vujovich *et al.* 2003).

crónicas con la evolución de la secuencia magmática (Vujovich y Kay 1998).

Cuarcita El Quemado

En el área de estudio, entre las quebradas La Petaca y Las Pirquitas, sobre el flanco occidental de la sierra de Pie de Palo (Fig. 1), la Cuarcita El Quemado se destaca

claramente en el paisaje por sus colores claros, con tonalidades verdosas, amarillentas y rojizas, y su mayor resistencia a la erosión. El espesor total de la secuencia cuarcítica es difícil de estimar debido a la complejidad tectónica que presentan los bancos internamente, además de estar cortados por fallas de bajo ángulo que repiten la secuencia. En general los bancos tienen potencias entre 0,3 a 20 metros; en la quebrada del Molle, Cardó (1978) estimó un espesor variable entre 100 y

200 metros, espesor que disminuye hacia el sur hasta bancos de 2 a 3 metros en la quebrada de La Petaca.

Corresponden a metasedimentos ricos en cuarzo, finalmente bandeados como producto de la deformación y recrystalización que los transformó en rocas de la serie milonítica. Los feldespatos, especialmente microclino, le siguen en abundancia al cuarzo. En general están presentes como porfiroclastos, siendo la plagioclasa muy escasa o ausente. Los filosilicatos están en proporciones variables, desde escasos a abundantes, formando capas de hasta un centímetro de potencia. De acuerdo a la abundancia relativa de cuarzo-feldespatos y filosilicatos son más o menos esquistosas, aunque esta foliación es casi siempre de tipo tectónico. Las variedades de grano más fino y menos micáceas son objeto de explotación como piedra laja para la construcción.

Si bien los contactos originales no están preservados, ya que la mayoría de ellos son de naturaleza tectónica, las relaciones de campo sugieren que por encima se encuentra la Formación El Desecho, o bien localmente la Formación Angacos. Sial *et al.* (2001) mencionan la presencia de concreciones ricas en hierro a lo largo del contacto entre ortocuarcitas finamente laminadas y carbonatos sacaroides en el área de Campo Venato.

En general las mejores exposiciones de esta unidad se observan desde la quebrada del Molle hacia el sur, hasta la quebrada del Gato, donde se la observa sobre las unidades máficas y ultramáficas del Complejo Ofiolítico Pie de Palo. Esta relación en principio se interpreta como tectónica debido a que ambas unidades están milonitizadas y recrystalizadas, no pudiendo reconocerse otro tipo de contacto entre estas rocas.

Microscópicamente las metacuarcitas están formadas por abundante cuarzo y cantidades variables de mica blanca, biotita y feldespatos. Como minerales accesorios se encuentran clinozoisita, pistacita, allanita, circon, rutilo, apatita, además de titanita y calcita en algunos individuos. Los minerales opacos, óxidos de hierro, llegan a ser abundantes, más del 15%, en algunos niveles cuarzosos. Escasos cristales de granate incoloro anhedral y suhedral a euhedral se mencionan en las metacuarcitas de las quebradas Seca y del Quemado (Dalla Salda y Varela 1984; Soechting 1985) y en la quebrada del Molle (Cardó 1978).

Dentro de los minerales micáceos se observan dos variedades; la más abundante es una moscovita con un tinte verdoso, que de acuerdo a su composición química corresponde a la variedad fengita (Vujovich, en preparación). La otra mica es una biotita marrón verdosa, no siempre observable, y la que en general se torna más abundante en los afloramientos cercanos al Corrimiento Las Pirquitas, y hacia el interior del cuerpo serrano, donde aparece intercrecida junto con moscovita y/o fengita.

Los granos de cuarzo en general presentan límites irregulares, pero en algunos sectores son netos con formación de uniones triples en respuesta a una migración

de límite de grano por recrystalización. La formación de subgranos y nuevos granos en las cuarcitas evidencian la acción de procesos de recuperación y recrystalización dinámica. Los porfiroclastos de feldespatos han desarrollado microfracturas y maclas deformacionales, y en los bordes de algunos cristales de mayor tamaño se observan pequeños subgranos, aunque sin llegar a formar una estructura de manto y corona completa.

Las bandas ricas en cuarzo presentan esquistosidad continua dada por el arreglo subparalelo de pequeñas escamas de filosilicatos y cuarzo con escasos porfiroclastos de microclino y plagioclasa (albita-oligoclasa).

Las bandas ricas en filosilicatos concentran la deformación y están caracterizadas por cristales de moscovita y/o fengita de dos tamaños de grano diferentes a los que se asocian granos elongados de cuarzo. Los cristales de mayor tamaño forman porfiroblastos peciformes y límites de grano irregulares; presentan evidencias de deformación intracrystalina, tal como flexuras y *kink-bands*. Las escamas pequeñas son idiomorfas y similares a las observadas en las bandas cuarzosas.

Las cuarcitas cercanas a las zonas de falla desarrollan estructuras miloníticas. La foliación está dada por cintas de cuarzo elongado, con extinción ondulosa y estructuras de subgranos, y bandas de cristales de mica incolora a verdosa, subparalelos con formas de peces y deformación intracrystalina (flexuras y escasos *kink-bands*). Los porfiroclastos de feldespatos tienen formas subredondeadas y/o aplanadas con extinción ondulosa, microfracturas y maclas deformacionales. En algunos casos, los porfiroclastos están inmersos en un agregado de subgranos y nuevos granos de cuarzo policristalino con escasas escamas de moscovita. Colas de presión asimétricas formadas por cuarzo y moscovita recrystalizados se han observado asociadas con porfiroclastos en algunas rocas miloníticas.

Formación La Paz

Esta unidad tiene sus mejores exposiciones entre la quebrada homónima y la quebrada Las Pirquitas (Fig. 1), extendiéndose hacia el norte fuera del área de estudio. Son rocas de color verde oscuro grisáceo y de grano fino a medio. Forman bancos de potencias variables, 0,30 a 3 ó más metros, que intercalan con bancos de rocas cuarcíticas de la Cuarcita El Quemado, alcanzando una potencia máxima de unos 250 metros en las inmediaciones de la quebrada del Quemado. Es común la presencia de venas de cuarzo translúcido de uno a dos centímetros de espesor. Como son más friables que las cuarcitas con las que se asocian en el paisaje circundante se caracterizan por un relieve más erosionado y friable.

Algunos niveles muestran abundantes porfiroblastos

de albita, de hasta 2 mm, reflejando probables variaciones composicionales en el protolito de estas rocas. Los filosilicatos son abundantes, así como pequeños cristales de granate de color rojizo. El cuarzo también es fácilmente discernible a ojo desnudo.

Microscópicamente están formadas por abundantes filosilicatos, biotita y moscovita y cuarzo, además de porfiroblastos de albita y granate, idiomorfos y subidiomorfos (Fig. 3). El epidoto es bastante abundante formando parte de la paragénesis de la roca. Los minerales accesorios son circón, apatita, titanita y opacos.

Los porfiroblastos de albita engloban cristales de granate idiomorfos, evidenciando su crecimiento posterior, en una etapa retrógrada.

La presencia de pequeños circones prismáticos y límpidos, similares a los encontrados en rocas volcánicas, junto con cristales redondeados, típicos de aquellos que han sufrido un retrabajo sedimentario, sumado a la mineralogía de estas rocas y su disposición en el campo permiten inferir un origen en parte volcánico para esta unidad siendo interpretadas como areniscas volcaniciclásticas (van Staal *et al.* 2002).

Metasedimentos grauváquicos del Complejo Pie de Palo

El Complejo Pie de Palo comprende, además de las rocas ortoderivadas, una serie de esquistos y gneises no diferenciados dentro del mismo. Estos metasedimentos afloran en el sector norte y central de la sierra de Pie de Palo (véase detalles en Ramos y Vujovich 1995, 2000; Vujovich y Kay 1998). Comprenden bancos de potencias variables, en general centimétricos a métricos, finamente bandeados, con alternancia de bandas ricas en filosilicatos, biotita y/o moscovita, cuarzo, microclino y plagioclasa, que alternan con cintas de cuarzo recrystalizado y bandas cuarzo-feldespáticas con algunos filosilicatos. En algunos casos distingue granate, rojizo, subidiomorfo.

Algunas variedades son rocas oscuras, finamente laminadas, con “ojos” de feldespatos. Corresponden a milonitas y ultramilonitas con porfiroclastos de feldespato alcalino, microclino, inmersos en una matriz finamente molida y recrystalizada, rica en biotita marrón, tal como se observa en el sector de Lagarcito.

Metodología de trabajo

Es de destacar en primera instancia el carácter metamórfico de estas unidades (facies de esquistos verdes a anfíbolitas baja) así como la intensa deformación que las afectó transformándolas en proto-milonitas hasta milonitas de cuarcitas, esquistos cuarcíticos y esquistos cuarzo-micáceos para las rocas de la Cuarcita El Quemado, y esquistos micáceo-granatíferos-albiticos deformados en la Formación La Paz (Fig. 3).

Sobre la base del trabajo de campo, mapeo detallado de las diferentes unidades y estudio microscópico se seleccionaron algunas de las variedades composicionales de la Cuarcita El Quemado, además de incluirse una muestra representativa de la Formación La Paz (Fig. 1), para tratar de determinar su procedencia y ambiente tectónico sobre la base de estudios geoquímicos (véase Geoquímica), y realizar además un análisis comparativo con metagrauvacas del Complejo Pie de Palo.

Muestras seleccionadas

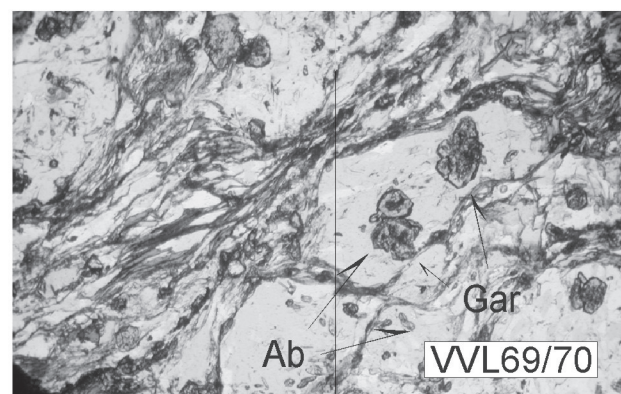
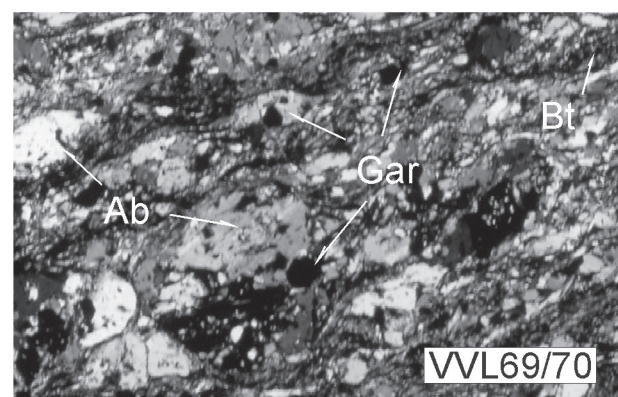
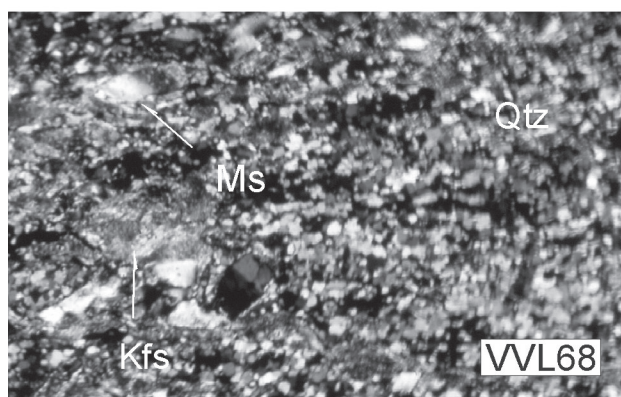
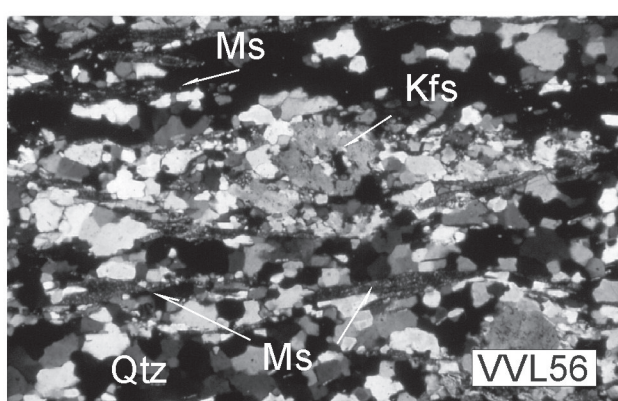
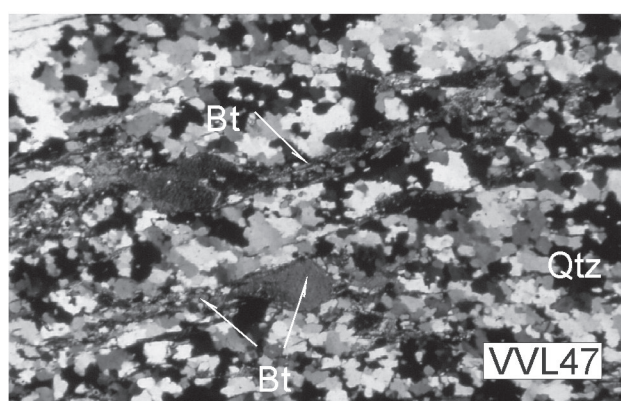
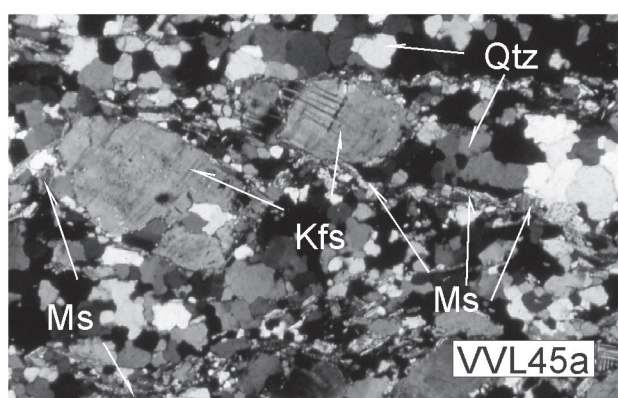
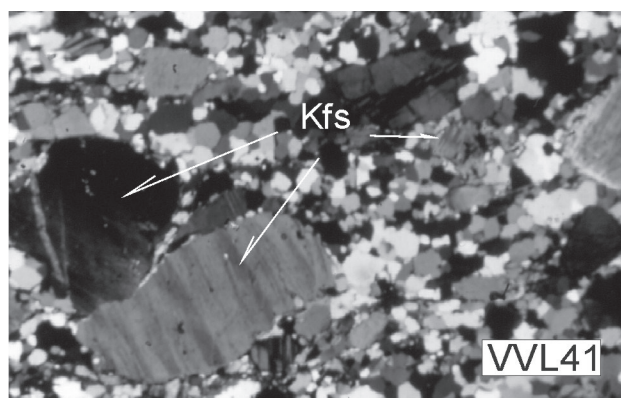
Las muestras de metacuarcitas fueron tomadas en las quebradas de La Petaca (VVL45a), El Gato (VVL41), El Molle (VVL47 y VVL56) y Las Pirquitas (VVL67 y VVL68). La muestra de la Formación La Paz (VVL69/70) corresponde al área del Quemado.

En la figura 3 se ilustran las diferentes litologías que fueron analizadas químicamente. VVL41, VVL45a, VVL67 y VVL68 son protomilonitas de esquistos cuarzo-feldespáticos de color blanco amarillento. Presentan escasa participación de filosilicatos (moscovita y/o fengita; escasa biotita en VVL68); la existencia de porfiroclastos elongados de microclino es común en todas estas rocas, principalmente en VVL41 y VVL45a, mientras que en VVL67 y VVL68 disminuye el tamaño de grano tanto en la matriz como en los porfiroclastos. VVL47 corresponde a un esquisto cuarzo-muscovítico-biotítico con muy escaso feldespato alcalino, y VVL56 pertenece a una milonita cuarzosa de color verde; la matriz rica es cuarzo y exhibe cristales menores de microclino y escamas de fengita orientadas definiendo la foliación; los porfiroclastos de feldespato alcalino también están presentes. La muestra correspondiente a la Formación La Paz (VVL69/70) es un esquisto con biotita y moscovita, y cristales de granate, tanto en la matriz como incluidos en los porfiroblastos de albita.

Geoquímica

Se realizaron seis análisis químicos de muestras representativas de la Cuarcita El Quemado y una de la Formación La Paz en la Memorial University of Newfoundland. Para ello se utilizó fluorescencia de rayos X (XRF) para la determinación de los elementos mayoritarios, minoritarios y algunas trazas (S, Cl, Rb, Sr, Y, Sc, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga y As), siguiendo la técnica señalada por Longerich (1995). Las tierras raras, y la mayoría de los análisis de Y, Zr y Nb (excepto para VVL56 y VVL67), junto con el Ba, Th, U, Hf, y Ta fueron determinados por ICP/MS (Cuadro 1).

A su vez, el comportamiento geoquímico de estas muestras fue comparado con el de los gneises biotíticos granatíferos, en parte migmatíticos y/o miloníticos, derivados de metasedimentos grauváquicos aflorantes en



Cuarcita El Quemado:

Microfotografías VVL41, VVL45a, VVL47, VVL56, VVL68.

Formación La Paz:

Microfotografías: VVL69-70

Referencias:

Qtz: cuarzo; Kfs: microclino;
Ab: albita; Ms: muscovita;
Bt: biotita; Gar: granate

Figura 3: Cuarcita El Quemado y Formación La Paz: microfotografías de las muestras estudiadas geoquímicamente.

Cuadro 1: Análisis químicos de metasedimentos del Grupo Caucete y Complejo Pie de Palo, sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan.

Unidad	Grupo Caucete							Complejo Pie de Palo*			
	Cuarcita El Quemado						Fm. La Paz	Metagrauvacas			
Ubicación	El Gato	La Petaca	El Molle	Las Pirquitas	El Quemado			Guayaupa		Lima	
Muestra	VVL 41	VVL45A	VVL47	VVL56	VVL67	VVL68	VVL69/70	PP60	PP63	PP71	PP90
SiO ₂	85,07	79,99	85,22	88,03	85,90	82,90	62,81				
TiO ₂	0,54	0,37	0,23	0,11	0,17	1,59	0,64				
Al ₂ O ₃	8,50	9,67	4,54	5,40	7,40	8,10	15,96				
Fe ₂ O ₃	0,60	1,60	1,59	0,85	0,50	2,38	5,18				
FeO								2,97	6,79	3,96	4,62
MnO	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,06				
MgO	0,24	0,81	3,29	0,28	0,25	0,98	3,00				
CaO	0,07	0,06	2,17	0,08	0,04	0,10	2,64				
Na ₂ O	0,16	0,30	0,03	0,04	0,14	0,54	3,36	3,43	3,02	2,93	2,73
K ₂ O	5,11	4,96	1,87	2,60	4,21	2,73	2,24				
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,09	0,03	0,01	0,02	0,16				
Total	100,30	97,78	99,05	97,43	98,62	99,35	96,05				
Rb	70,00	56,30	30,10	40,20	39,90	39,30	48,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	52,00	66,00	12,00	14,00	46,00	78,00	213,00	206,00	192,00	180,00	191,00
Y	10,80	8,90	24,39	2,30	4,30	5,19	38,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	215,00	117,00	345,00	69,00	87,00	228,00	366,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	4,80	1,70	4,10	2,00	2,20	14,10	16,60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	565,00	594,00	214,00	309,00	625,00	534,00	877,00	692,00	498,00	670,00	1445,00
Th	4,40	1,80	2,70	2,40	1,80	4,10	9,00	12,50	7,50	8,90	12,10
U	0,90	0,30	0,50	0,20	0,20	0,80	2,50	2,80	1,80	1,70	2,50
Ta	0,60	0,20	0,50	0,30	0,30	0,70	0,80	0,90	1,10	0,70	1,10
Hf	4,20	2,50	7,00	1,80	1,30	4,40	7,80	8,30	7,50	7,60	10,30
Sc	1,00	3,00	8,00	0,00	1,00	7,00	11,00	6,90	16,80	9,40	11,10
V	22,00	34,00	39,00	13,00	19,00	68,00	70,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	21,00	19,00	17,00	25,00	39,00	126,00	52,00	9,00	83,00	36,00	42,00
Ni	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	3,00	10,00	53,00	41,00	26,00
La	15,50	7,60	7,70	2,90	8,70	2,90	32,80	48,30	31,00	35,60	46,90
Ce	33,10	16,10	17,70	10,40	16,50	6,00	76,80	105,80	69,00	78,30	103,90
Nd	16,00	8,60	8,90	6,70	6,50	4,10	38,80	41,80	33,60	37,40	45,80
Sm	2,96	1,77	1,99	1,18	0,93	0,85	8,73	8,47	7,58	7,91	10,10
Eu	0,53	0,53	0,39	0,27	0,27	0,25	1,81	0,97	1,48	1,40	1,73
Gd	2,45	1,61	2,51	0,98	0,68	0,77	7,74	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	0,34	0,25	0,49	0,10	0,09	0,13	1,18	0,93	1,10	1,04	1,32
Yb	1,33	1,06	3,18	0,21	0,27	0,86	4,25	3,37	4,11	3,33	4,96
Lu	0,20	0,16	0,48	0,03	0,04	0,15	0,65	0,47	0,59	0,47	0,71
Σ REE	72,40	37,60	43,40	22,80	34,00	16,00	172,70	210,10	148,50	165,40	215,40

Elementos mayoritarios, minoritarios y algunas trazas (S, Cl, Rb, Sr, Y, Sc, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga y As) se realizaron por fluorescencia de rayos X (XRF).

Las tierras raras, y la mayoría de los análisis de Y, Zr y Nb (excepto para VVL56 y VVL67 realizados por XRF), junto con el Ba, Th, U, Hf, y Ta fueron determinados por ICP/MS. (n.d.: no determinado; d.l.d.: por debajo del límite de detección; * datos de Vujovich y Kay, 1996, 1998).

otros sectores de la sierra de Pie de Palo (véanse detalles analíticos en Vujovich y Kay 1996, 1998).

La composición química de los sedimentos clásticos depende de varios factores, por lo que la interpretación de su proveniencia así como del ambiente tectónico en el cual se originaron los detritos como el de deposición se debe tomar con precaución. Factores como composición y tipo de alteración en el área de aporte, fraccionamiento mineral, entre otros, influyen de mane-

ra importante en la composición de los sedimentos. A lo anterior debe sumarse los probables efectos de movilización de algunos de los elementos durante la diagénesis y metamorfismo. Por lo antes mencionado es que las tierras raras, el Th y el Sc, debido a su relativa inmovilidad son muy útiles para determinar la composición de los metasedimentos ya que conservan las características primarias del área fuente de los mismos (Moss *et al.* 1996). Por otro lado, elementos como el Zr

y el Hf, también útiles por ser relativamente inmóviles, deben utilizarse teniendo presente que se encuentran formando parte de la composición de algunos minerales pesados (ej. circón, rutilo, granate, entre otros). Estos minerales pueden ser afectados por el fraccionamiento mineral que ocurre durante la sedimentación lo que lleva muchas veces a que se concentren especialmente en las fracciones más gruesas (Taylor y McLennan 1985; McLennan y Taylor 1991; Rollinson 1993; Moss *et al.* 1996, entre otros).

Elementos mayoritarios

La composición mineralógica de las rocas estudiadas está en gran parte reflejada en la composición química de los elementos mayoritarios. Así por ejemplo, la abundancia de cuarzo queda evidenciada por el alto contenido en SiO_2 (79,99 - 88,03%) de todas las rocas cuarcíticas y a su vez por el bajo contenido en Al_2O_3 (4,54 - 9,67%; véase Cuadro 1). En los esquistos de la Formación La Paz la sílice disminuye notablemente (62,81%), aumentando el contenido en Al_2O_3 (15,96%) consecuencia de la mayor abundancia en filosilicatos.

En las rocas cuarcíticas el contenido en Fe_2O_3 no es muy elevado (0,5–2,38%, ver Cuadro 1). Este óxido, al igual que el MgO , se asociaría a la presencia de biotita, ya que su contenido aumenta principalmente en las rocas ricas en este mineral (VVL47: abundante, y VVL68: escasa). El mayor porcentaje en Fe_2O_3 y MgO en los esquistos de la unidad La Paz (5,18 y 3,0 %, respectivamente) también refleja la abundancia de minerales ferromagnesianos, tales como filosilicatos y granates.

El contenido en CaO en general es bajo (0,04 – 0,1%), excepto para VVL47 que tiene valores más elevados (2,17%), probablemente relacionados con la presencia de carbonatos secundarios en parches. En la Formación La Paz (VVL69/70: 2,64%) el contenido de este óxido es relativamente más elevado que en las rocas de la Cuarcita El Quemado, y se relaciona con la mayor proporción de minerales del grupo del epidoto y granates.

La mayor o menor participación de feldespatos alcalinos queda evidenciada en el contenido de K_2O , así por ejemplo la mayor abundancia de microclino en las muestras VVL41, VVL45A y VVL67 se ve reflejada en sus análisis químicos donde este óxido alcanza sus mayores porcentajes (4,21 - 5,11%), mientras que los valores más bajos se obtuvieron en VVL47 (1,87%), en la que no se observaron feldespatos (Cuadro 1). La casi total ausencia de plagioclasas queda de manifiesto por los ínfimos contenidos en Na_2O que presentan la mayoría de las rocas cuarcíticas (0,03 - 0,54%) (Cuadro 1). En la Formación La Paz el Na_2O aumenta considerablemente (VVL69/70: 3,36%) asociado con la existencia de porfiroblastos de albita. Contenidos similares en este óxido se exhiben en las metagrauvacas del Complejo Pie de Palo (2,73 - 3,43%), indicando el fraccionamiento de plagioclasas (Vujovich y Kay 1996, 1998).

La abundancia de TiO_2 es relativamente baja (0,11 – 0,54%), con un valor máximo de 1,59% en VVL68. Los bajos contenidos en este elemento también reflejarían la mineralogía de estas rocas, ya que no se observan minerales ricos en este óxido en un porcentaje importante.

Elementos traza y tierras raras

La concentración relativa de elementos traza y tierras raras en sedimentos y sedimentitas está controlada por diferentes aspectos, entre ellos la meteorización y el fraccionamiento producido durante el transporte y la sedimentación (Cullers 2000; Morton y Hallsworth 1999 y otros allí mencionados), los que influyen en el tamaño de grano y mineralogía de la roca. Se ha observado que las rocas de grano fino son las que mejor reflejan la composición del protolito, y que pueden concentrar hasta un 20% más de las tierras raras con respecto a las de grano más grueso, si bien el diseño general de su distribución normalizada suele ser similar (Taylor y McLennan 1985; Cullers 1995).

En los metasedimentos la movilización de elementos producto de la diferenciación metamórfica debe ser muy importante para que quede reflejada de manera más o menos precisa (Moss *et al.* 1995, 1996) y pueda diferenciarse de las variaciones composicionales presentes en el sedimento original. Estas últimas pueden mostrar importantes variaciones tanto en la concentración relativa de los diferentes elementos como en sus relaciones (Cullers 2000), aunque no hay consenso en esta aseveración (Bauluz *et al.* 2000).

El cuarzo y el feldespato son los principales minerales formadores de las rocas de la Cuarcita El Quemado, y no contribuyen significativamente al contenido de los elementos traza y tierras raras, excepto quizás por el Ba y el Sr que pueden entrar en la composición de los feldespatos, reemplazando al Ca en la plagioclasa y al K en los feldespatos potásicos, o bien el Sr sustituyendo al Ca en los carbonatos.

El contenido en Ba (534-625 ppm) y Sr (46,1 – 77,8 ppm) de las muestras VVL41, VVL45A, VVL67 y VVL68 es más o menos similar, observándose una disminución en las VVL47 y VVL56, las que justamente poseen una menor cantidad relativa de feldespatos. Por otro lado la muestra VVL47, en la que se observaron algunos parches de carbonatos, no tiene un enriquecimiento en Sr, sino por el contrario es la que presenta menor contenido relativo en este elemento.

Los bajos contenidos en tierras raras en las rocas de la Cuarcita El Quemado (total REE: 24,32 – 80,38 ppm) son bastante consistentes con un control por tamaño de grano, apoyando la idea de que la roca original fue una arenisca rica en cuarzo. Por otro lado, tanto en la Formación La Paz (total REE: 196,18 ppm), como en las metagrauvacas del Complejo Pie de Palo (Cuadro 1), aumenta notablemente el contenido en tierras raras, sugiriendo un protolito de grano más fino o menos reciclado.

Los minerales pesados juegan un rol importante en la distribución de los elementos traza y tierras raras ya que entran en su composición aumentando así la concentración de los mismos (Taylor y McLennan 1985; Rollinson 1993). El circón, titanita, rutilo, monacita, apatita y granate concentran especialmente tierras raras y torio. Otros minerales, como los ferromagnesianos, tienden a concentrar el Sc y Co.

De lo anterior surge que tanto la composición mineralógica como la concentración producto del fraccionamiento sedimentario van a regular las concentraciones relativas de elementos traza y sus relaciones.

En los metasedimentos de la Cuarcita El Quemado se observa que el contenido de Zr es variable (60 a 345 ppm), siendo altamente probable que responda a concentraciones variables de circón en el protolito.

Por otro lado, el Hf entra en la red cristalina del circón, y junto con el Zr pueden ser reemplazados por Yb y Lu, lo que lleva a que este mineral pueda regular el contenido de tierras raras pesadas en los metasedimentos.

Esto se evidencia en las rocas de la Cuarcita El Quemado, las que presentan concentraciones variables de Zr y Hf (Cuadro 1), y tienen una correlación bastante directa entre los contenidos de estos elementos y los de Yb y Lu. Las muestras VVL56 y VVL67 son las que presentan los contenidos relativos más bajos en Zr y Hf (68,5–86,9 ppm y 1,846–1,264 ppm, respectivamente), y a su vez los menores contenidos en Yb y Lu (0,214–0,271 ppm y 0,034 y 0,039 ppm, respectivamente) sugiriendo un control del circón sobre estos elementos.

A nivel microscópico las muestras VVL47 y VVL68 son las que presentan la mayor cantidad de circones, y esto queda reflejada en los mayores contenidos en Zr, Hf, Yb y Lu, apoyando lo mencionado anteriormente acerca del control ejercido por este mineral.

Por otro lado, en las metagrauvas del Complejo Pie de Palo, si bien no se cuenta con análisis químicos de Zr, no se observa la misma correlación entre el contenido en Hf e Yb y Lu, posiblemente debido a que estas rocas derivan de protolitos de grano más fino, más ricos en filosilicatos, y en ellas no se habría producido un fraccionamiento importante con respecto a los minerales pesados.

Los datos arriba mencionados soportan la idea de que la distribución de los elementos traza y tierras raras ha sido controlada por el tamaño de grano y la mineralogía presente en estas rocas, sugiriendo un protolito sedimentario de tamaño de grano más grueso para las rocas de la Cuarcita El Quemado que para las otras unidades estudiadas.

Procedencia y ambiente tectónico

Hay diversos estudios tendientes a determinar la procedencia y ambiente de sedimentación de las rocas siliciclásticas, aunque la mayoría de ellos se refieren a

rocas de grano fino, ya que las mismas reflejan mejor la composición del protolito. Como se mostró previamente, en las fracciones gruesas, generalmente más ricas en cuarzo, la comparación de algunas relaciones entre elementos con respecto al área fuente puede estar influenciada por el efecto de dilución de la sílice frente a los otros elementos, así como por la concentración preferencial de minerales pesados durante los procesos sedimentarios (Cullers *et al.* 1988; Taylor y McLennan 1985; Cullers 1988, 1994).

También se mencionó que los procesos metamórficos no parecen obliterar demasiado las relaciones entre diferentes elementos, sino que las mismas responderían a variaciones originales en el protolito sedimentario (Moss *et al.* 1996; Cullers 2000).

La mayoría de los estudios involucran aquellos elementos menos afectados por los procesos sedimentarios, tales como La, Y, Th, Sc y Cr y sus relaciones. Otros elementos como el Zr, Hf, Nb y Ta, pueden ver afectada su concentración durante el fraccionamiento sedimentario, o bien sufrir alguna redistribución durante la alteración meteórica y/o diagénesis (Rb, Cs, Pb, Cr, V, Ni) por lo cual su uso es más restringido (McLennan 2001).

Algunas propuestas para determinar procedencia utilizan elementos mayoritarios, entre ellas las de Roser y Korsch (1986, 1988), donde quedan representados por los parámetros F1 y F2. La proyección de las rocas siliciclásticas de la Cuarcita El Quemado se ubican en el campo P4, correspondiente a los detritos cuarzosos maduros, reciclados, mientras que la muestra de la unidad volcanoclastica proyecta en el campo de los detritos de procedencia félsica (Fig. 4).

Este diagrama debe ser tomado con suma precaución cuando se lo quiere utilizar como discriminador de ambientes tectónicos, especialmente en lo que se refiere al

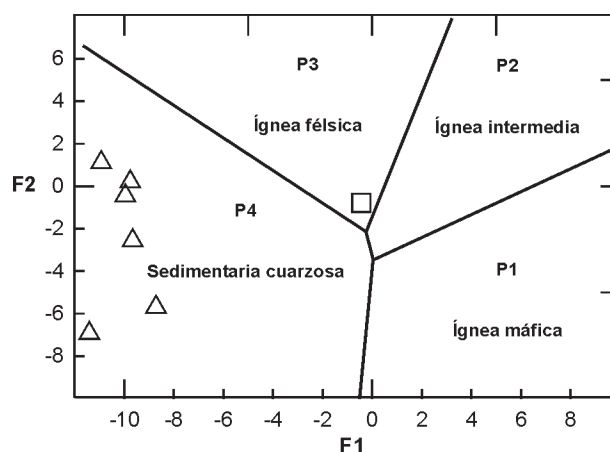


Figura 4: Diagrama discriminatorio F1-F2 (Roser y Korsch 1988). Permite distinguir procedencia utilizando elementos mayoritarios y minoritarios. Las rocas de la Cuarcita El Quemado (triángulos) proyectan en el campo de los sedimentos procedentes de fuentes ricas en cuarzo. La Formación La Paz (cuadrado) se ubica en el campo de los detritos de composición félsica.

campo P4 ya que es esperable que proyecten allí los sedimentos derivados de antiguos orógenos, depositados en márgenes pasivos o cuencas intracratónicas. Pero, dado que en el mismo quedan representados los sedimentos ricos en cuarzo, si el protolito fue sometido a una meteorización intensa durante un período de tiempo relativamente largo, es altamente probable que los elementos lábiles hayan sido removidos del sistema, pudiendo proyectar en el mismo rocas formadas en otros ambientes tectónicos, tales como arcos volcánicos (Balhburg 1998).

Otros autores, (Cullers *et al.* 1998; Cullers y Stone 1991; Cullers 1994, 1995; Cullers y Berendsen 1998) teniendo en cuenta las diferentes concentraciones que presentan las tierras raras y elementos traza en rocas ígneas básicas y ácidas, las utilizan para discriminar entre sedimentos, tanto de grano fino como grueso, procedentes de diferentes fuentes.

El La y el Th tienen mayores concentraciones en rocas ígneas silíceas, componentes principales de la corteza continental superior, mientras que el Co, Sc y Cr concentran mayormente en las rocas básicas. A su vez, el Th es altamente incompatible durante los procesos de fusión y fraccionamiento ígneo, y el Sc (incorporado principalmente por los minerales ferromagnesianos) es más compatible que las tierras raras y el Th. De allí que las relaciones La/Sc y Th/Sc son indicadores sensibles de los procesos de diferenciación ígnea y reflejan la

composición de la fuente (Cullers 2000). Aunque debe destacarse que si bien estas relaciones son especialmente útiles para discriminar la roca fuente, para su correcta aplicación los sedimentos no deberían haber sido sometidos a fraccionamiento durante el transporte (Cullers, *et al.* 1988).

Los valores en la relación La/Sc para sedimentos gruesos derivados de fuentes silíceas varían entre 2,5-16,3 (Cullers 2000), siendo el promedio de la corteza continental superior $\sim 2,2$ (McLennan 2001). Valores similares muestran las cuarcitas de las quebradas del Gato (VVL41), La Petaca (VVL45A) y Las Pirquitas (VVL67) (Cuadro 2). Mientras que una fuente básica es sugerida por los bajos valores encontrados en la muestra VVL47, de la quebrada del Molle (La/Sc: 0,41). En la quebrada de las Pirquitas, VVL68 también cae dentro de ese rango a pesar de pertenecer al mismo paquete cuarcítico que VVL67.

En la unidad La Paz (VVL69/70) la relación La/Sc (2,98) también es similar al promedio de las rocas de la corteza continental superior. Relaciones semejantes fueron obtenidas para las metagrauvas de la sierra de Pie de Palo (Vujovich y Kay 1996, 1998), con valores máximos de 7, y mínimos de 1,84.

La relación Th/Sc $>0,8$ indica una signatura más típica de la corteza continental (McLennan 2001), mientras que los valores $<0,6$ señalan la presencia de componentes máficos. Estos valores son consistentes con

Cuadro 2: Relaciones de tierras raras y elementos traza para los metasedimentos del Grupo Cauçete y Complejo Pie de Palo. Ortogneises y anfíbolitas del Complejo Pie de Palo y sedimentos de procedencia ácida y básica como referencia.

Unidad	Ubicación	Muestra	La/Sc	Th/Sc	Th/Cr
<i>Grupo Cauçete</i>					
Cuarcita El Quemado	Q. El Gato	VVL41	15,49	4,37	0,21
	Q. La Petaca	VVL45A	2,52	0,59	0,09
	Q. El Molle	VVL47	0,96	0,34	0,16
	Q. El Molle	VVL56	0	0	0,09
	Q. Las Pirquitas	VVL67	8,73	1,78	0,04
	Q. Las Pirquitas	VVL68	0,41	0,58	0,03
Formación La Paz	Area El Quemado	VVL69/70	2,98	0,82	0,17
<i>Complejo Pie de Palo*</i>					
Metagrauvas	Q. Guayaupa	PP60	7,00	1,80	1,39
	Q. Guayaupa	PP63	1,84	0,44	0,09
	Q. Lima	PP71	3,79	0,95	0,25
	Q. Lima	PP90	4,22	1,09	0,29
<i>Rocas metaígneas*</i>					
Gneises tonalítico-granodioríticos	Q. El Gato		0,90-4,76	0,14-1,63	0,13-0,23
Anfibolitas, arco y retroarco	Sector central		0,04-0,35	0,004-0,04	0,002-0,01
Anfibolitas back-arc (N-MORB)	Area El Quemado		0,03-0,04	0,002	0,0007-0,001
<i>Rocas sedimentarias**</i>					
Areniscas de fuentes básicas			0,43-0,86	0,05-0,22	0,018-0,046
Areniscas de fuentes silíceas			2,5-16,3	0,84-20,5	0,13-2,7
* Vujovich y Kay (1996, 1998)		** Cullers (2000)			

los señalados por Cullers (2000) para sedimentos derivados de fuentes silíceas (0,84 a 20,5) y básicas (0,05 a 0,22). En las metamorfitas estudiadas, si bien algunos valores son algo menores al mínimo estimado para la corteza continental, la mayoría de ellas tienen relaciones consistentes con la misma (Cuadro 2).

Las variaciones composicionales en la fuente también pueden reflejarse en la relación Th/Cr (Cullers 2000; Totten *et al.* 2000; Condie *et al.* 2001). La Formación El Quemado muestra nuevamente una distribución bastante amplia, desde valores similares a los obtenidos para sedimentos derivados de fuentes silíceas o corticales (VVL41 y VVL47), como básicas (VVL67 y VVL68), y valores intermedios para VVL45 y VVL56 (Cuadro 2). En la Formación La Paz y las metagrauvas del Complejo Pie de Palo los valores son consistentes con los de las fuentes silíceas.

Cuando se comparan los valores de las relaciones La/Sc, Th/Sc y Th/Cr de estos metasedimentos con los datos disponibles de las rocas metaígneas del Complejo Pie de Palo (Cuadro 2), se observan ciertas características remarcables. Así por ejemplo, las anfibolitas procedentes de magmas formados tanto en ambientes de arco como retroarco, presentan relaciones mucho menores que las mencionadas por Cullers (2000) para los sedimentos derivados de protolitos básicos y que las encontradas en los metasedimentos de las tres unidades analizadas, incluso aquellos de probable protolito básico. Por otro lado, no deja de llamar la atención que los gneises de composición intermedia, derivados de diques y/o filones capa tonalíticos a granodioríticos que intruyen la secuencia máfica-ultramáfica, tienen relaciones La/Sc, Th/Sc y Th/Cr bastante concordantes con los valores obtenidos, especialmente para la Formación La Paz y las metagrauvas del Complejo Pie de Palo, así como son consistentes con los mencionados por Cullers (2000) para sedimentos derivados de fuentes silíceas. La Cuarcita El Quemado muestra mayor dispersión, aunque parcialmente sus valores son correlacionables con los ortogneises del Complejo Pie de Palo.

Las relaciones Th/Sc versus La/Sc se han representado en la figura 5. Las rocas cuarcíticas y metagrauvas, así como la unidad metavolcaniclastica quedan representadas a lo largo de una recta lo cual sugiere una mezcla de una fuente continental enriquecida en elementos incompatibles, tales como La y Th, y una fuente más máfica, enriquecida en elementos más compatibles (Sc).

Dentro de ellas se puede reconocer que las muestras de las quebradas del Molle (VVL47) y de las Pirquitas (VVL68), así como la metagrauva (PP63) de la quebrada de Guayaupa se proyectan dentro del campo de las rocas de arcos islándicos.

Las metacuarcitas de la quebrada del Gato (VVL45A), así como la Formación La Paz (VVL69/70), y las metagrauvas PP71 y PP90, de la quebrada de Lima, se acercan más a los valores de la corteza supe-

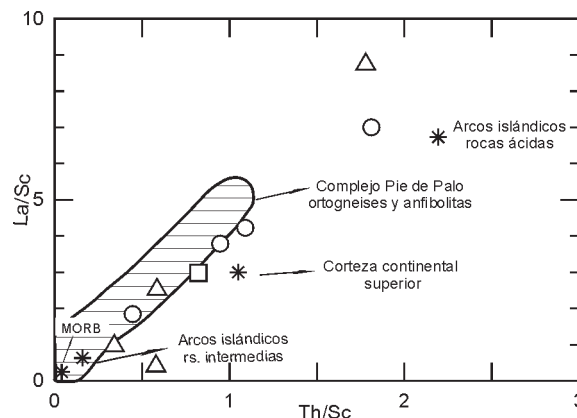


Figura 5: Relaciones La/Sc y Th/Sc para los metasedimentos de la Cuarcita El Quemado (triángulos), Formación La Paz (cuadrado) y las metagrauvas del Complejo Pie de Palo (círculos). El alineamiento de las muestras sugiere una mezcla de fuentes: una de tipo continental enriquecida en La y Th, y otra máfica, enriquecida en Sc.

rior continental. A su vez, la metagrauva PP60, aflorante en la quebrada de Guayaupa y la metacuarcita de la quebrada de Las Pirquitas (VVL67) representan los extremos más ácidos en la secuencia.

Sobre la base de lo expuesto se puede observar la necesidad de tomar ciertas precauciones cuando se trata de determinar la procedencia de los metasedimentos, e igual criterio debe seguirse al tratar de inferir el ambiente tectónico. Para ello existen varias propuestas, siendo la de Bhatia y Crook (1986) una de las más utilizadas. La misma, basada en las relaciones La-Th-Sc y Sc-Th-Zr/10 permite diferenciar grauvas provenientes de cuencas asociadas a diferentes ambientes tectónicos.

El diagrama Th-La-Sc (Fig. 6a) indica que tanto la Formación La Paz como las metagrauvas del Complejo Pie de Palo se proyectan en el campo de los arcos islándicos continentales, emplazados sobre una corteza no engrosada, donde los sedimentos pueden depositarse en cuencas de ante-, inter- o retroarco. La Cuarcita El Quemado muestra una mayor dispersión, sugiriendo una procedencia mixta, o bien estar reflejando los problemas que surgen al querer representar sedimentos de grano grueso.

Esto también queda reflejado en el diagrama Sc-Th-Zr/10 (Fig. 6b) donde el enriquecimiento relativo en Zr que presenta la Cuarcita El Quemado hace que se proyecte en las inmediaciones de los campos para cuencas asociadas a márgenes pasivos y arcos islándicos continentales, mientras que la Formación La Paz cae en las inmediaciones de las cuencas asociadas a este tipo de arco magmático.

Conclusiones

La mineralogía está controlando la composición química de los elementos mayoritarios tanto en la Cuarcita El Quemado como en la Formación La Paz. Las

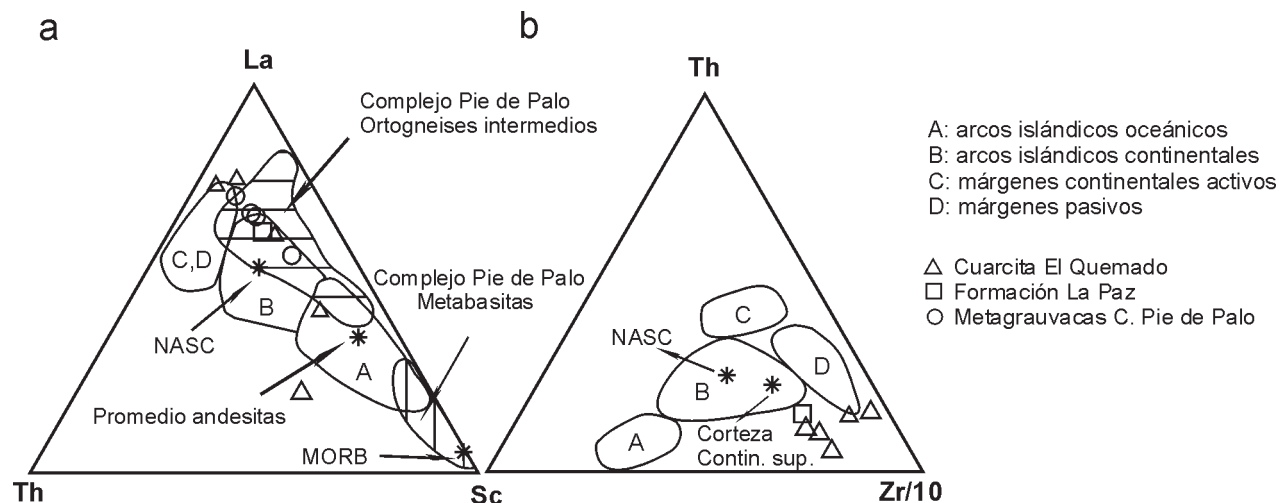


Figura 6: Diagramas discriminatorios de ambientes tectónicos para grauvacas (Bhatia y Crook 1986). **a**, relaciones Th-La-Sc: la dispersión de las muestras de la Cuarcita El Quemado sugieren una procedencia mixta o reflejar los problemas existentes al proyectar sedimentos de grano grueso. La Formación La Paz y las metagrauvas del Complejo Pie de Palo se ubican en el campo de las cuencas relacionadas con arcos islandicos continentales. **b**, relaciones Th-Sc-Zr/10: la Cuarcita El Quemado muestra su enriquecimiento relativo en Zr debido principalmente a los procesos sedimentarios actuantes. La Formación La Paz proyecta en el campo de los arcos islandicos continentales.

cuarcitas pueden clasificarse como derivadas de areniscas maduras, ricas en cuarzo.

Por otro lado, minerales pesados, como el circón, estarían controlando las concentraciones relativas de Zr y Hf, así como de las tierras raras pesadas (Yb, Lu). Esto sugiere un probable fraccionamiento mineral con mayor concentración en algunos niveles de las rocas cuarcíticas.

Las relaciones entre tierras raras, elementos incompatibles y compatibles muestran que los metasedimentos de la Cuarcita El Quemado, así como de la Formación La Paz y las metagrauvas del Complejo Pie de Palo provienen mayormente de una fuente cuya composición es similar a la de la corteza continental superior, dominada por rocas de composición silíceas. La participación de una fuente básica no parece haber sido muy importante.

Las metagrauvas del Complejo Pie de Palo procederían de la destrucción de rocas de arco magmático, tal como ya fue planteado por Vujovich y Kay (1998). Si bien de la unidad La Paz se cuenta con muy escasa información, la misma sugiere un ambiente similar que para la unidad anterior.

Las relaciones La/Sc, Th/Sc y Th/Cr para los esquistos de la Formación La Paz y las metagrauvas son consistentes con los valores obtenidos para los ortogneises intermedios del Complejo Pie de Palo; la correlación con la Cuarcita El Quemado es menor aunque no deja de ser significativa. De todos modos, la ausencia de una base de datos que refleje todas las variaciones composicionales de los ortogneises del Complejo Pie de Palo, hace que no deba ser descartado como posible protolito de estas rocas.

Dadas las variaciones composicionales los resultados acerca de la procedencia pueden estar reflejando tanto

variaciones relacionadas con el protolito sedimentario original y/o estar influenciadas por los procesos de fraccionamiento sedimentario, donde tanto el efecto de dilución del cuarzo como el enriquecimiento en minerales pesados juegan un papel importante en la distribución de las tierras raras y elementos trazas, incluso de aquellos considerados más inmóviles durante los procesos diagenéticos y metamórficos.

Para los sedimentos de la Cuarcita El Quemado se interpreta un ambiente petrotectónico de plataforma o rift intracratónico, donde el aporte más importante parece provenir de áreas cuya composición promedio es similar a la de la corteza continental superior, posiblemente reciclando antiguos arcos magmáticos.

El aporte de áreas con neto predominado rocas máficas y ultramáficas no fue dominante, tal como se deduce de los bajos contenidos en Co, Ni y Cr, y las mayores relaciones La/Sc, Th/Sc y Th/Cr que presentan los metasedimentos con respecto a las de las metabasitas del Complejo Pie de Palo.

Desde el punto de vista del marco geológico regional se sugiere que la secuencia básica y ultrabásica de la faja ofiolítica Pie de Palo no actuó como un área de aporte importante para la cuenca donde se depositó la Cuarcita El Quemado, porque no estaba expuesta a la erosión, o bien porque los procesos de meteorización y fraccionamiento sedimentario fueron muy activos con un retrabajo sedimentario muy intenso que obliteró completamente las condiciones del protolito ígneo original.

Por otro lado, tampoco debe descartarse la posibilidad de que los sedimentos cuarcíticos hayan sido parte del margen gondwánico y no correspondan al terreno lauréntico de Cuyania. En este caso, la posición actual sería producto de la interdigitación tectónica producto

de la colisión y acreción del terreno Cuyania al continente de Gondwana durante el Ordovícico medio.

Agradecimientos

Especial agradecimiento a C. Van Staal, tanto en los trabajos de campo como laboratorio. A D. Elbaum por su ayuda en la carga de datos. A H. Balhburg por la primera lectura crítica del manuscrito, y cuyas sugerencias enriquecieron el presente trabajo. A los árbitros por sus acertados comentarios que contribuyeron a mejorar la calidad del manuscrito.

Al SEGEMAR, con especial mención del personal de la Delegación San Juan, por el constante apoyo logístico brindado a lo largo de varios años de estudio. Al CONICET por la Beca Externa Post-Doctoral que permitió el desarrollo de este trabajo como parte de un programa de investigación más amplio, así como al Geological Survey of Canada, quién brindó sus facilidades para llevar a cabo estos estudios.

Esta investigación fue financiada a través del proyecto PICT99 6729 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abbruzzi, J. M., 1994. The chemistry, Pb isotopic signature, and age of the Central Andean Precordillera Basement: implications for «flat-slab» volcanic rocks and Laurentia-Gondwana connections. Bachelor Thesis, Cornell University, 113 p. (inédito), Cornell.
- Bahlburg, H., 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentinian Puna. In: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 142, 127-142, Londres.
- Baldo, E., Casquet, C. y Galindo, C., 1998. Datos preliminares sobre el metamorfismo de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales (Argentina). *Geogaceta*, 24: 39-42.
- Bhatia, M. R., 1985. Rare Earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*, 45: 97-113.
- Bhatia M. R. y Crook, K. A. W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Bauluz B., Mayayo, M. J., Fernandez-Nieto, C. y González López, J. M., 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area, weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168: 135-150.
- Bordonaro, O., Aceñolaza, G. y Pereyra, M. E., 1992. Primeras trazas fósiles de la sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Ciencias* 1(1): 7-14, San Juan.
- Borrello, A. V., 1968. Los pisos estructurales de la Precordillera - Cordillera Frontal en su evolución orogénica. 3 Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966), *Actas* 3: 227-232, Buenos Aires.
- Borrello, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Anales* 14: 1-136, Buenos Aires.
- 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): 703-746.
- Cardó, R., 1978. Estudio geológico de la Quebrada Grande del Molle, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 49 p. (inédito), San Juan.
- Castro de Machuca, B., 1984. Geología del extremo sudoccidental de la Sierra Pie de Palo, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan, 187 p. (inédito), San Juan.
- Condie, K. C., Lee, D. y Farmer, G. L., 2001. Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes. *Sedimentary Geology*, 141-142: 443-464.
- Cullers, R. L., 1988. Mineralogical and geochemical changes of soil stream sediment formed by intense weathering of the Danburg granite, Georgia, USA. *Lithos*, 21: 301-314.
- Cullers, R. L., 1994. The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 113: 327-343.
- Cullers, R. L., 1995. The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A., *Chemical Geology*, 123: 107-131.
- Cullers, R. L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181-203.
- Cullers, R. L. y Berensen, P., 1998. The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continent Rift System, U.S.A. *European Journal of Mineralogy*, 10: 987-1002.
- Cullers, R. L. y Stone, J., 1991. Chemical and mineralogical comparison of the Pennsylvanian Fountain Formation, Colorado, USA (an uplifted continental block) to sedimentary rocks from other tectonic environments. *Lithos*, 27: 115-131.
- Cullers, R. L., Basu, A. y Suttner, L. J., 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root Batholith, Montana, U.S.A. *Chemical Geology*, 70: 335-348.
- Dalla Salda, L. y Varela, R., 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1-2): 68-93, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1948. Geología de la Provincia de San Juan: Datos Geológicos. *Anales Ministerio de Agricultura, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales*, 9: 27-42, Buenos Aires.
- Linares, E., Panarello, H. O., Valencio, S. A. y García, C. M., 1982. Isótopos de carbono y oxígeno y el origen de las calizas de las sierras Chicas de Zonda y de Pie de Palo, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(1): 80-90, Buenos Aires.
- Longerich, H., 1995. Analysis of pressed pellets of geological samples using wavelength-dispersive X-Ray fluorescence spectrometry. *X-Ray Spectrometry*, 24: 123-136.
- McDonough, M. R., Ramos, V. A., Isachsen, C. E., Bowring, S. A. y Vujovich, G. I., 1993. Nuevas edades de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para los modelos del supercontinente proterozoico de Rodinia. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), *Actas* 3: 340-342, Buenos Aires.
- McLennan, S. M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (G3, electronic paper), Vol.2, Paper number 2000GC000109.

- McLennan, S. M. y Taylor, S. R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *The Journal of Geology*, 99: 1-21.
- Morton, A. C. y Hallsworth, C. R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.
- Moss, B. E., Haskin, L. A., Dymek, R. F. y Shaw, D. M., 1995. Redetermination and reevaluation of compositional variations in metamorphosed sediments of the Littleton Formation, New Hampshire. *American Journal of Science*, 295: 988-1019.
- Moss, B. E., Haskin, L. A. y Dymek, R. F., 1996. Compositional variations in metamorphosed sediments of the Littleton Formation, New Hampshire, and the Corabassett Formation, Maine at subhand specimen, outcrop, and regional scales. *American Journal of Sciences*, 296: 473-493.
- Nesbitt, H. W. y Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W., 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: An introduction. In: Pankhurst, R. H. y C.W. Rapela (Eds.), *The proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society (London), Special Publication, 142: 1-9.
- Ramos, V. A. y Vujovich, G. I., 1995. Hoja Geológica San Juan, escala 1:250.000. Informe preliminar. Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, 178 p. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. y Vujovich, G. I., 2000. Hoja Geológica 3169-IV, San Juan, Provincia de San Juan. Boletín 243, Subsecretaría de Minería Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 82 p., Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Vujovich, G. I. y Dallmeyer, D., 1996. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la sierra de Pie de Palo (San Juan): Edad e implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas 5: 377-391, Buenos Aires.
- Ramos V. A., Dallmeyer, D. y Vujovich, G. I., 1998. Ar/Ar constraints in the age of deformation of the Pie de Palo basement: Implications for the docking of Precordillera and Chilenia. In: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publication, 142, 143-158.
- Ramos, V. A., Escayola, M., Mutti, D. I. y Vujovich, G. I., 2000. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South America. In: Dilek, Y., Moores, E. M., Elthon, D. y Nicolas, A. (Eds.), *Ophiolites and Oceanic Crust: New insights from field studies and the ocean drilling program*. Geological Society of America, Special Paper, 349: 331-349.
- Ramos, V. A., Vujovich, G. I., Kay, S. M. y McDonough, M. R., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: Pie de Palo un sistema de acreción de arcos islándicos. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas 3: 343-357, Buenos Aires.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. 352 p. Longman Scientific and Technical.
- Roser, B. P. y Korsch, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology*, 94(5): 635-650.
- Roser, B. P. y Korsch, R. J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.
- Servicio Geológico Nacional, 1976. *Léxico Estratigráfico de la República Argentina*. Publicación Especial, Primera Parte A - Ch. Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional, 191 p., Buenos Aires.
- Servicio Geológico Nacional, 1984. *Léxico Estratigráfico de la República Argentina*. Publicación Especial, Segunda Parte D - L. Secretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, 166 p., Buenos Aires.
- Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 7(5): 1-68. Buenos Aires.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Toselli, A. J., Aceñolaza, F. G., Pimentel, M. M., Parada, M. A., and Alonso, R. N., 2001. C and Sr isotopic composition of probable Vendian-Tommotian carbonate sequences in NW Argentina. 3° South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstract Volume (CD), 433-436, Sociedad Geológica de Chile, Santiago.
- Soechting, W., 1985. Geología de un sector de la Quebrada El Quemado, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 149 p. (inédito), San Juan.
- Taylor S. R. y McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Geoscience Texts. 312 p. Blackwell Scientific Publications.
- Totten, M. W., Hanan, M. A. y Weaver, B. L., 2000. Beyond whole-rock geochemistry of shales: The importance of assessing mineralogic controls for revealing tectonic discriminants of multiple sediment sources for the Ouachita Mountain flysch deposits. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7): 1012-1022.
- Van Staal, C. R., Vujovich, G. I. y Davis, W., 2002. Tectonostratigraphic relationships and structural evolution of the western margin of the Sierra de Pie de Palo, Cuyania (Precordillera) terrane, Argentina. *Geological Society of America, Annual Meeting*, Denver, Abstracts, Paper No. 223-7.
- Varela, R. y Dalla Salda, L., 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 271-275.
- Vujovich, G. I., 1993. Arcos magmáticos islándicos en el sector occidental del terreno Pampeano. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas 4: 17-22, Buenos Aires.
- Vujovich, G. y Kay, S., 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica a intermedia de las Sierras Pampeanas Occidentales. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas 5: 273-291, Buenos Aires.
- 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. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 159-180, Londres.
- Vujovich, G. I. y Ramos, V. A., 1994. La faja de Angaco y su relación con las Sierras Pampeanas Occidentales. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 215-219, Concepción.
- Vujovich, G. I., Miller, H. y Ramos, V. A., 1994. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4): 309-323.
- Vujovich, G. I., Van Staal, C. y Davis, W., 2003. Terreno Cuyania: Relaciones tectonoestratigráficas y evolución de la sierra de Pie de Palo, Argentina. En: L.A.D. Fernandes y G.I. Vujovich (Eds.): *Símpoio Internacional "Acreção do Microcontinente Cuyania 'a Proto-Margem do Gondwana'"*, p. 18, Porto Alegre, Brasil.
- Winchester, J. A. y Max, M. D., 1989. Tectonic setting discrimination in clastic sequences: An example from the Late Proterozoic Erris Group, NW Ireland. *Precambrian Research*, 45: 191-201.

Recibido: 26 de mayo, 2003

Aceptado: 15 de agosto, 2003