



# Estructura y metamorfismo del Grupo Las Aguadas (Complejo metamórfico Conlara), provincia de San Luis

Ariel ORTIZ SUÁREZ<sup>1</sup>, Eliel ENRIQUEZ<sup>1</sup>, Augusto MOROSINI<sup>1,2</sup> y Andrés CARUGNO DURÁN<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Universidad Nacional de San Luis. Ejército de Los Andes 950, Bloque II, 5700 San Luis, Argentina

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

E-mail: aortiz@unsl.edu.ar.

Editor: Mónica López de Luchi

Recibido: 28 de octubre de 2019

Aceptado: 6 de octubre de 2020

## RESUMEN

Se estudiaron las características estructurales y petrológicas de las rocas pertenecientes al basamento de Las Aguadas, ubicado dentro del Complejo metamórfico Conlara y al NO de la sierra de San Luis. Componen la litología de la región esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos (en parte bandeados o con granate), esquistos cuarzo biotíticos con porfiroblastos de andalucita, esquistos plagioclasa - cuarzo - biotita hornbléndicos y granofelsitas cuarzo - epidoto hornbléndicas. Las condiciones metamórficas determinadas mediante análisis de paragénesis mineral, así como con el uso de geotermobarometría multireaccional, indican temperaturas de  $620 \pm 28$  °C y presiones de  $0.59 \pm 0.1$  Gpa para el clímax, marcando un gradiente térmico de  $28.8$  °C / km y con una evolución probablemente horaria, en condiciones de estabilidad de andalucita y posteriormente sillimanita. La estructura de las rocas analizadas muestra el desarrollo de cuatro fases deformacionales dúctiles, coincidiendo la tercera con el clímax metamórfico y asociada a una etapa compresiva. Las litologías estudiadas se extienden por más de 1000 km<sup>2</sup>, dentro del Complejo metamórfico Conlara, y se propone agruparlas bajo la denominación de Grupo las Aguadas. Las condiciones metamórficas del Grupo Las Aguadas, así como edades de circones detríticos obtenidas previamente, muestran similitudes con otros sectores de las Sierras Pampeanas como la Formación Tuclame, en la provincia de Córdoba y el Complejo metamórfico Ancasti en la de Catamarca.

**Palabras clave:** andalucita, baja presión, Famatiniano, Pampeano.

## ABSTRACT

*Metamorphism and structure of the basement of Las Aguadas (Conlara Metamorphic Complex), San Luis province.*

The petrological and structural characteristics of the rocks belonging to the basement of Las Aguadas were studied. The lithology of the region is comprised of biotite - plagioclase - quartz schists (sometime banded or garnet - bearing), biotite - quartz schists with andalusite porphyroblasts, biotite - quartz - plagioclase schist, hornblende - biotite - quartz - plagioclase schist and hornblende - epidote - quartz granofels. The metamorphic conditions of the basement were determined using mineral paragenesis analysis and multi-reactional, indicating temperatures of  $620 \pm 28$  °C and pressures of  $0.59 \pm 0.1$  Gpa for the metamorphic climax, marking a thermal gradient of  $28.8$  °C / km and with a probably clockwise evolution under stable andalusite and later sillimanite conditions. The structure of the analyzed rocks shows the development of four ductile deformation phases, the third coinciding with the metamorphic climax and associated with a compressive stage. The lithologies studied extend for more than 1000 km<sup>2</sup>, within the Conlara Metamorphic Complex and it is proposed to group them under the name of Las Aguadas Group. The metamorphic conditions of the Las Aguadas Group, as well as the ages of detrital zircons obtained previously, show similarities with other sectors of the Sierras Pampeanas such as the Tuclame Formation in the province of Córdoba and the Ancasti Metamorphic Complex in Catamarca.

**Keywords:** andalusite, low pressure, Famatiniano, Pampeano.

## INTRODUCCIÓN

El análisis de las estructuras dúctiles, sumado al estudio de las condiciones metamórficas, aporta una valiosa información para entender los procesos registrados en rocas de la corteza media e inferior. En la sierra de San Luis, se reconoce un basamento ígneo metamórfico que expone litologías cuya evolución ocurre fundamentalmente en el Paleozoico inferior (Steenken et al. 2006). El conocimiento detallado de los procesos involucrados en la formación de las rocas metamórficas es desigual y se ha dirigido sobre todo a la región centro y sur de la sierra. La zona norte, en cambio, es menos conocida y en este sentido, este trabajo está dirigido a aportar información estructural, junto con datos de las condiciones metamórficas, correspondiente a rocas ubicadas en el sector nororiental de la sierra de San Luis y pertenecientes al Complejo metamórfico Conlara.

## MARCO GEOLÓGICO

La sierra de San Luis, una de las manifestaciones más australes de las Sierras Pampeanas, está constituida por un basamento metamórfico en el que se alojan granitoides y rocas máficas a ultramáficas de edades comprendidas entre el Cámbrico superior y el Devónico (López de Luchi et al. 2007). Las rocas metamórficas se han ordenado en diferentes unidades de medio a alto grado metamórfico; en la región sur, se han definido los Complejos metamórficos Conlara, Pringles y Nogolí (Sims et al. 1997), también denominados de Basamento Oriental y Occidental (von Gosen y Prozzi 1998), San José (Ortiz Suárez 1999, Costa et al. 2001) y La Florida (Costa et al. 2005). Las zonas de menor grado metamórfico corresponden a la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1998), o Grupo Filitas (von Gosen y Prozzi 1998).

El Complejo metamórfico Conlara (CMC), de acuerdo a la definición original dada por Sims et al. (1997), comprende el sector oriental del basamento de la sierra de San Luis, ubicado al sur del paralelo 32° 40'S, además de las unidades metamórficas que componen las sierras de El Morro, Tilisrao y La Estanzuela, y está formado por litologías de medio a alto grado metamórfico donde predominan gneises, migmatitas y anfibolitas. Con posterioridad, Sato et al. (2003) y Steenken et al. (2006), ampliaron la denominación del Complejo metamórfico Conlara a la zona norte del batolito de las Chacras, incluyendo al Complejo metamórfico Las Aguadas (Ortiz Suárez 1988) y a las Metamorfitas Las Higueras (Grosso Cepparo et al. 2007, Ortiz Suárez et al. 2009). De esta manera, en el

sentido dado por Sato et al. (2003), el Complejo metamórfico Conlara es el de mayor extensión de la sierra de San Luis, ocupando la región oriental y norte de la provincia de San Luis (Fig. 1).

Desde el punto de vista de la composición de los protolitos, las rocas metasedimentarias predominantes del Complejo metamórfico Conlara son metagrauvascas con escasas metapelitas y menores cantidades de mármoles y rocas calcosilicáticas (Delakowitz et al. 1991, Sims et al. 1997, López de Luchi et al. 2003, 2008, Grosso Cepparo et al. 2007, Candiani et al. 2016). Las rocas metaígneas son más escasas y se han mencionado anfibolitas y ortogneises (Delakowitz et al. 1991, Sims et al. 1997, López de Luchi et al. 2009, Muñoz et al. 2014, Wul et al. 2017). Por otra parte, se ha reconocido la presencia de turmalinitas (Lira 2001, Ortiz Suárez et al. 2009, Montenegro et al. 2010a), interpretando estos últimos autores un probable origen exhalativo.

Las litologías metamórficas identificadas en el Complejo metamórfico Conlara corresponden a diferentes variedades de esquistos que ocupan, en líneas generales, dos cinturones orientados en sentido norte - sur y ubicados, uno en la parte occidental y otro en la región centro - oriental (Whitmeyer y Simpson 2004). Estas rocas ha sido estudiadas por Perino (1950), González (1957), Methol (1971), Maisterrena (1984), López de Luchi (1986), Ortiz Suárez (1988), Sims et al. (1997), von Gosen y Prozzi (1998), González Lucero (2009), Grosso Cepparo et al. (2007), López de Luchi et al. (2008), Ortiz Suárez et al. (2009), Martínez et al. (2015) y Enríquez et al. (2015).

Por otra parte, separando los cinturones de esquistos, se encuentran gneises y migmatitas ubicados principalmente en dos franjas de orientación submeridiana, una próxima al valle del Conlara y en otra más al oeste, que pasa por la localidad de San Martín, además de áreas de menor tamaño (Fig. 1). Las rocas mencionadas han sido reconocidas por diferentes autores (Perino 1950, Pastore y González 1954, González 1957, Methol 1971, Ortiz Suárez 1983, Maisterrena 1984, López de Luchi 1986, 2008, von Gosen y Prozzi 1998, González Lucero 2009).

En las serranías ubicadas en el valle del Conlara (Fig.1) se han descrito, en la sierra de El Morro, micacitas gnéisicas, calizas cristalinas, cuarcitas y anfibolitas (Sosic 1964), esquistos cuarzo biotítico oligoclásicos (gneises bandeados), esquistos migmáticos a migmatitas esquistosas, migmatitas sin esquistosidad, mármoles, anfibolitas y tactitas (Llambías y Malvicini 1982), micaesquistos y gneises con cuarzo - oligoclase / andesina, además de anfibolitas, esquistos epidótico - hornblendicos, mármoles y rocas calcosilicáticas (Delakowitz

et al. 1991); en la sierra de Tilisarao esquistos biotíticos y cuarzo feldespáticos, gneises, migmatitas, mármoles y anfíbolitas (Icazatti 2003); en la sierra de la Estanzuela esquistos micáceos, “calizas”, anfíbolitas y cuarcitas (Fernández Lima et al. 1981), y esquistos micáceos, gneises, anfíbolitas con clinopiroxeno - hornblenda y mármoles con wollastonita y anfíboles magnesianos (Urgo 2004).

Las condiciones metamórficas del Complejo metamórfico Conlara han sido poco estudiadas, López de Luchi (1986) reconoce que las rocas ubicadas al norte del granito de Renca (Fig. 1) han alcanzado el grado medio o facies anfíbolitas, mientras que en Las Aguadas se describieron asociaciones con andalucita que fueron interpretadas como pertenecientes a la subfacies más bajas de la facies anfíbolitas de baja presión (Ortiz Suárez 1988). La presencia de dicho mineral ha sido observada también en la zona oeste del Complejo metamórfico Conlara e interpretada como indicador de facies anfíbolitas de baja presión (Grosso Cepparo et al. 2007, Muñoz et al. 2014). En la zona occidental, en las proximidades del batolito de Las Chacras – Piedras Coloradas, se describen rocas metamórficas de facies anfíbolitas con la presencia de sillimanita (González Lucero 2009, Martínez et al. 2015). Por otra parte Morosini et al. (2019) obtienen, en la zona de Las Cañas (Fig. 1), valores promedio para el clímax metamórfico de  $680^{\circ} \pm 37^{\circ}\text{C}$  y  $0.53 \pm 0.12$  GPa.

En la sierra de El Morro, Llambías y Malvicini (1982) consideraron que las condiciones metamórficas alcanzadas correspondían a la facies anfíbolitas o grado medio, mientras que en la sierra de Tilisarao, Icazatti (2003) describe asociaciones con sillimanita en protolitos pelíticos y diópsido en básicos y calcáreos, e interpreta que pertenecen a la etapa clímax correspondiente al segundo evento metamórfico, en facies anfíbolitas altas. Por otra parte, Urgo (2004), en la sierra de la Estanzuela (Fig. 1), propone tres eventos metamórficos con una etapa clímax (M2) en condiciones de facies anfíbolitas medias a altas con clinopiroxeno - hornblenda en rocas básicas, y wollastonita y anfíboles magnesianos en calcáreos.

La zona de esquistos ubicada al oeste de la localidad de Concarán (Fig.1), fue definida como Complejo metamórfico Las Aguadas (Ortiz Suárez 1988), sin embargo esta unidad fue posteriormente incluida en el Complejo metamórfico Conlara (Sato et al. 2003), por lo que se propone denominar Grupo Las Aguadas a todo el cinturón oriental de esquistos (Fig. 1), considerando que el uso de la denominación original dificulta la nomenclatura y el basamento de la región posee características distintivas que permiten su separación del resto del Complejo metamórfico Conlara.

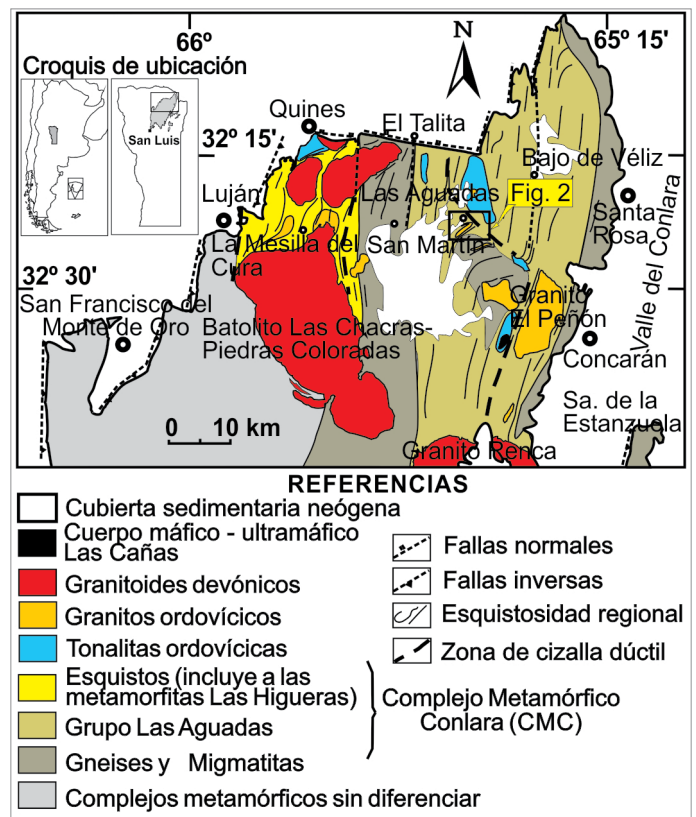


Figura 1: Mapa geológico del sector norte de la sierra de San Luis, en el recuadro se observa el área estudiada con más detalle. Modificado de Morosini et al. (2019).

## METODOLOGÍA

La región objeto de estudio se ubica al noreste de la sierra de San Luis (Fig. 1), donde se seleccionó un área de 25 km<sup>2</sup>, que fue cartografiada con mayor detalle utilizando fotografías aéreas a escala 1:20000 e imágenes de Google Earth®. Se realizaron trabajos de campo, durante los cuales se recolectaron datos estructurales y se caracterizaron y muestrearon las diferentes unidades litológicas. También se analizaron dichas unidades, mediante microscopía óptica, prestando especial atención a las microestructuras y asociaciones mineralógicas presentes. Se realizó una descripción e interpretación de la meso, macro y microestructura y se seleccionó una muestra de esquisto cuarzo - plagioclasa biotítico con granate (M 516, Fig. 2), para el análisis químico de roca y minerales, con la finalidad de determinar las condiciones de presión y temperatura registradas. El análisis químico de roca total, de elementos mayoritarios, se realizó en los laboratorios de Actlabs (Canadá), utilizando el método espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Los análisis químicos de minerales se efectuaron con una microsonda de electrones del Instituto Miguel Brú, de la Universidad Complu-

tense de Madrid, JEOL JXA-8600M, mediante espectrometría de dispersión de la longitud de onda (WDS). Las condiciones de funcionamiento correspondieron a una tensión de aceleración de 15 kV, una corriente de haz de 20 nA y un diámetro del haz de 5 nm. Los datos se procesaron mediante el modelo de correcciones ZAF. Fueron usados como estándares silicatos y óxidos naturales. Las denominaciones de las litologías metamórficas siguen las recomendaciones de la Subcomisión de Sistemática de Rocas Metamórficas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Schmid et al. 2007) y las abreviaciones de minerales utilizadas en el texto y figuras corresponden a Whitney y Evans (2010).

## GRUPO LAS AGUADAS

El Grupo Las Aguadas (GLA) corresponde a una serie de esquistos, de protolitos predominantemente sedimentarios con escasas intercalaciones metaígneas, que se ubica en el noreste de la sierra de San Luis y cubre un área de más de 1000 km<sup>2</sup> (Fig. 1). Hacia el norte se reconoce hasta el extremo de la sierra, donde las fallas terciarias ponen fin a los afloramientos de basamento, mientras que al sur son cortados por el batolito devónico de Renca (López de Luchi 1986). El límite oeste está dado por la aparición de migmatitas, que en la zona norte coincide con la falla de El Talita; al este los esquistos continúan hasta el borde oriental del granito El Peñón, donde pasan a una estrecha franja de gneises y migmatitas que se pierde bajo los sedimentos de la depresión tectónica del río Conlara. Dentro del área mencionada, entre Las Aguadas y Las Cañas (Fig. 1), se reconoce un gran cuerpo lenticular de migmatitas, que no corresponde al grupo mencionado, y que contiene enclaves de esquistos (Ortiz Suárez 1996).

Las rocas metamórficas del Grupo Las Aguadas fueron reconocidas en distintos sectores como cuarcitas micáceas por Perino (1950), micacitas filíticas cuarzosas finas esquistosas y cuarcitas (Methol 1971), esquistos cuarzo biotíticos, esquistos cuarzo biotíticos nodulosos y esquistos anfibólicos (Ortiz Suárez 1983). Por otra parte, Maisterrena (1984), en la zona norte, describe esquistos, esquistos listados y gneises, mientras que López de Luchi (1986), al sur, reconoce esquistos bandeados y Wul et al. (2017) mencionan esquistos bandeados, con alternancia de bancos de esquistos de grano fino, y ocasionales capas de turmalinitas y esquistos turmalínicos.

Las rocas ígneas de la región están constituidas por una serie de intrusivos de composición variable, desde granitoides que forman facolitos, como La Tapera (López de Luchi 1986, López de Luchi y Cerredo 2001), La Ciénaga y La Re-

presa (Ortiz Suárez 1996); cuerpos de composición diorítica cuarzosa y tonalítica, que fueron agrupados como Complejo intrusivo Rodeo Viejo (Ortiz Suárez 1996); el granito muscovítico con granate y turmalina El Peñón (Llaneza y Ortiz Suárez 2000, Steenken et al. 2005); el granito muscovítico y leucogranito con muscovita y turmalina Los Alanices (Ulacco y Ramos 2001, López de Luchi 2011), el Complejo máfico - ultramáfico de Las Cañas (Ortiz Suárez et al. 2001, Ortiz Suárez et al. 2012, Morosini et al. 2019), y una serie de diques y filones de composición lamprofídica y basáltica (Perino 1950; Methol 1971; Ortiz Suárez 1996; Orozco y Ortiz Suárez 2005; Montenegro et al. 2010b; López de Luchi 1986, 2014; López de Luchi et al. 2019). También se encuentran en la región numerosos cuerpos pegmatíticos (Sosa et al. 2002, Roquet 2010, Witkowski et al. 2015, Wul et al. 2017), y mineralizaciones vetiformes de wolframio (Brodtkorb y Ametrano, 1981), plomo, cinc, plata y vanadio (Ulacco 1992)

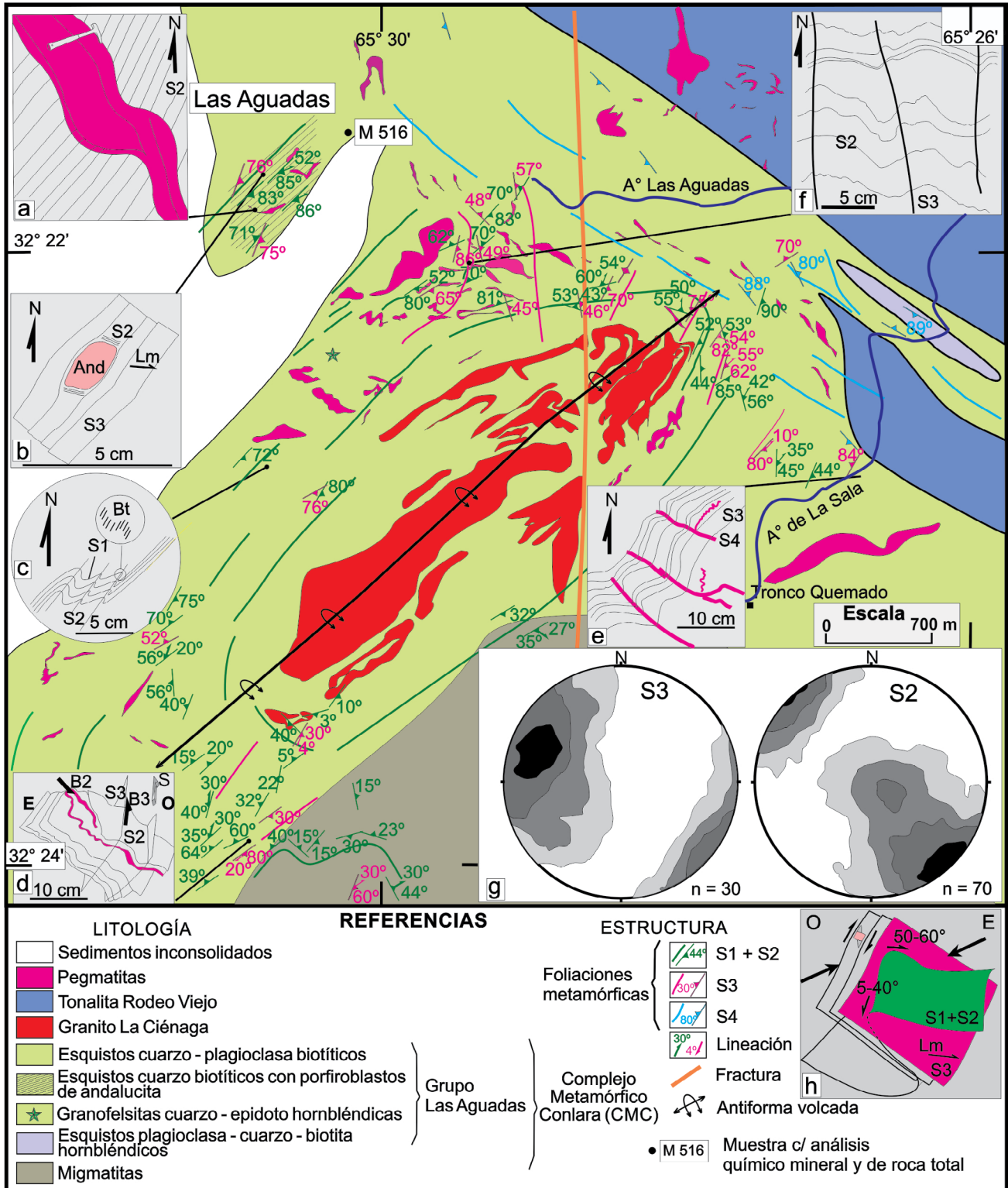
Desde el punto de vista de la composición de los protolitos, el GLA está formado por rocas paraderivadas donde se reconocen abundantes metasedimentos clásticos que corresponden a esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos (a veces bandeados o con granate), esquistos cuarzo biotíticos con porfiroblastos de andalucita, además de escasas granofelsitas cuarzo - epidoto hornbléndicas. Las litologías metaígneas corresponden a esquistos plagioclasa - biotita - cuarzo hornbléndicos con texturas relicticas porfíricas que indican posibles protolitos de composición andesítica.

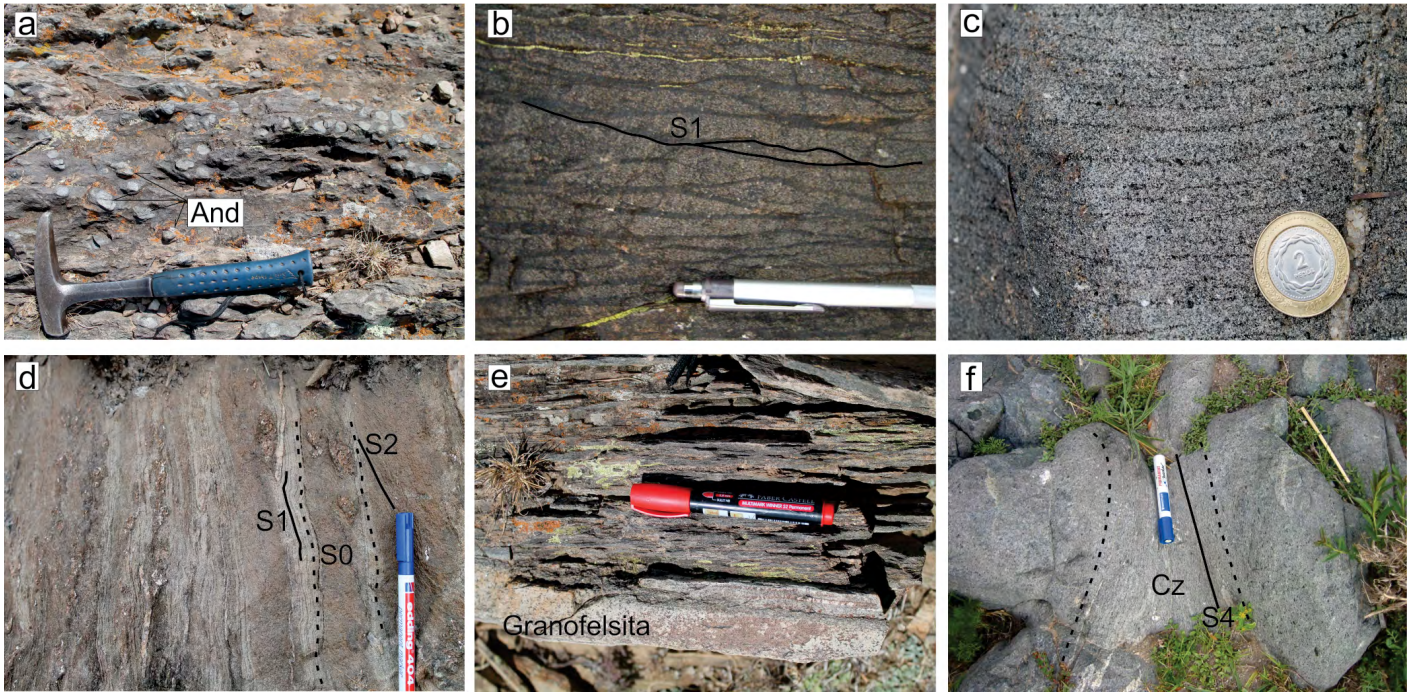
### **Esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos (en parte bandeados o con granate), esquistos cuarzo biotíticos con porfiroblastos de andalucita**

Las rocas predominantes del Grupo Las Aguadas son los esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos (bandeados o no), la presencia de porfiroblastos de andalucita (Fig. 3a) es muy restringida, se ha reconocido en dos sectores, uno ubicado al oeste de Bajo de Véliz y otro próximo a la localidad de Las Aguadas (Figs. 1 y 2), en ambos casos ocupan una superficie de algunos centenares de metros cuadrados. Las variedades con granate son escasas y se han reconocido en pequeños afloramientos ubicados al sudeste de la localidad de Las Aguadas (Fig. 2).

Las distintas variedades de esquistos mencionadas son grises y tienen una esquistosidad espaciada o zonal, muchas veces plegada, con dominios de clivaje discretos (de acuerdo a la clasificación de Passchier y Trouw 2005), predominantemente paralelos, más raramente anastomosados o formando cuñas (Fig. 3b). En algunos sectores, el desarrollo de la







**Figura 3:** Fotografías de afloramientos de las litologías estudiadas pertenecientes al Grupo Las Aguadas. a) Vista de afloramiento de esquistos cuarzo biotíticos con porfiroblastos de andalucita; b) Esquistosidad anastomosada S1 en esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos bandeados; c) Detalle del bandeado de esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos; d) Estratificación relíctica S0 con una foliación metamórfica paralela, S1, y una oblicua S2, en esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos; e) Cuerpo tabular de granofelsita cuarzo - epidoto, anfibólica; f) Esquistos plagioclasa - cuarzo - biotita anfibólicos con una faja de cizalla (Cz) correspondiente a la superficie S4.

**Cuadro 1.** Análisis modal de rocas del Grupo Las Aguadas

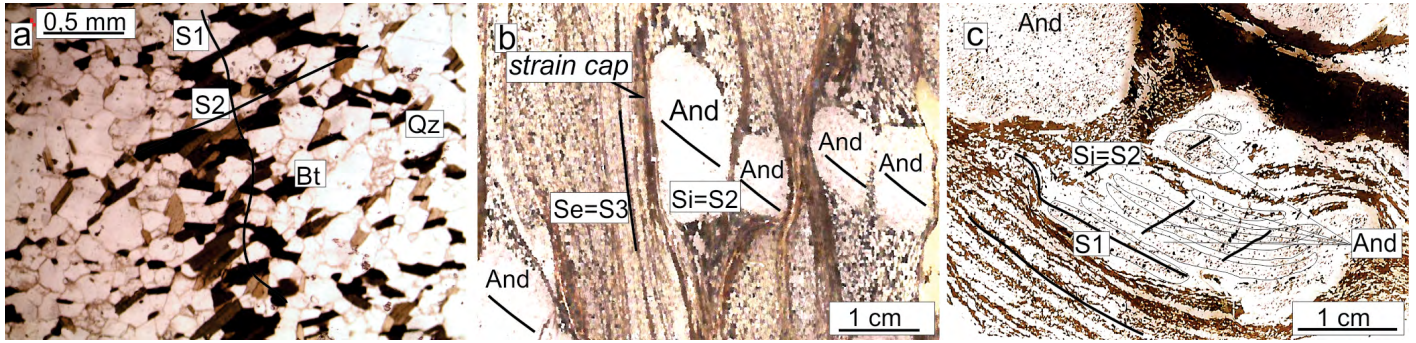
Mineral	Roca			
	Esquisto cuarzo - plagioclasa biotítico - M 314	Esquisto cuarzo - plagioclasa biotítico con granate - M 516	Esquisto plagioclasa, cuarzo - biotita hornbléndico - M 3125	Granofelsita cuarzo - epidoto hornbléndica - M 2 LA
Cuarzo	48.2	46.2	19.7	50.0
Biotita	18.3	19.9	24.4	2.9
Plagioclasa	32.8	24.2	41.1	-
Muscovita	0.3	1.8	-	1.5
Granate	-	2.3	-	1.5
Hornblenda	-	-	14.4	10.3
Epidoto	-	-	-	29.4
Clorita	-	3.9	-	4.4
Apatito	0.3	-	-	-
Min. opacos	0.1	1.4	0.3	-
Circón	-	0,3	-	-
Total	100	100	100	100

esquistosidad espaciada de orden milimétrico a centimétrico (Fig. 3c), ha permitido denominar a algunas de estas rocas como esquistos listados o bandeados (Maisterrena 1984, López de Luchi 1986, Martino et al. 2009). También es posible reconocer un bandeado composicional de mayor espesor, de 5 centímetros a 1 metro, con zonas de poca esquistosidad y que sugiere una estratificación relíctica (Fig. 3d). Son frecuentes las venillas de cuarzo, cuarzo - feldespato, generalmente plegadas por una o dos generaciones de pliegues.

### Esquistos plagioclasa - cuarzo - biotita hornbléndicos

Estas rocas se reconocen en un afloramiento de pocos kilómetros cuadrados ubicado en el A° La Sala (Fig. 2), donde se encuentran entre esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos y tonalitas. Son grises con una grosera e irregular esquistosidad de orientación coincidente con las metapelitas que las envuelven, dicha esquistosidad se remarca localmente por la





**Figura 4:** Fotografías de esquistos del Grupo Las Aguadas. a) Fotomicrografía de esquistos bandeados con la biotita (Bt) definiendo S2 y perpendicular al bandeo (S1) (nicoles paralelos); b y c) Fotomicrografías de esquistos cuarzo biotíticos con porfiroblastos de andalucita (nicoles paralelos), en b se observa la foliación S3, mientras que los relictos de S2 se reconocen en las sombras de presión y en las inclusiones de los porfiroblastos (líneas oblicuas), también se reconocen capas de deformación (*strain cap*) de biotitas. En c se reconocen andalucitas en porfiroblastos equidimensionales envueltos por S3 (arriba izquierda) y otros alargados que forman bandas paralelas a S1, con inclusiones de biotita oblicuas (S2).

presencia de bandas de cizalla de distribución irregular y de alrededor de 10 centímetros de espesor (Fig. 3e). Se observan algunos cristales, o agregados de cristales, de anfíbol negro que se destacan de la matriz más fina y más clara.

Los esquistos plagioclasa – cuarzo - biotita hornbléndicos han sido intruidos por venas leucograníticas de color blanco, de pocos centímetros de espesor, que se encuentran plegadas.

### Granofelsitas cuarzo, epidoto, hornbléndicas

Son escasas, forman delgados bancos de no más de 10 centímetros de potencia, que se intercalan con las variedades esquistosas, y se extienden por pocos metros (Fig. 3f). Son blancas con motas oscuras, debidas a la presencia de anfíbol, y poseen una fábrica maciza.

## PETROGRAFÍA DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS

### Esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos (en partes bandeados)

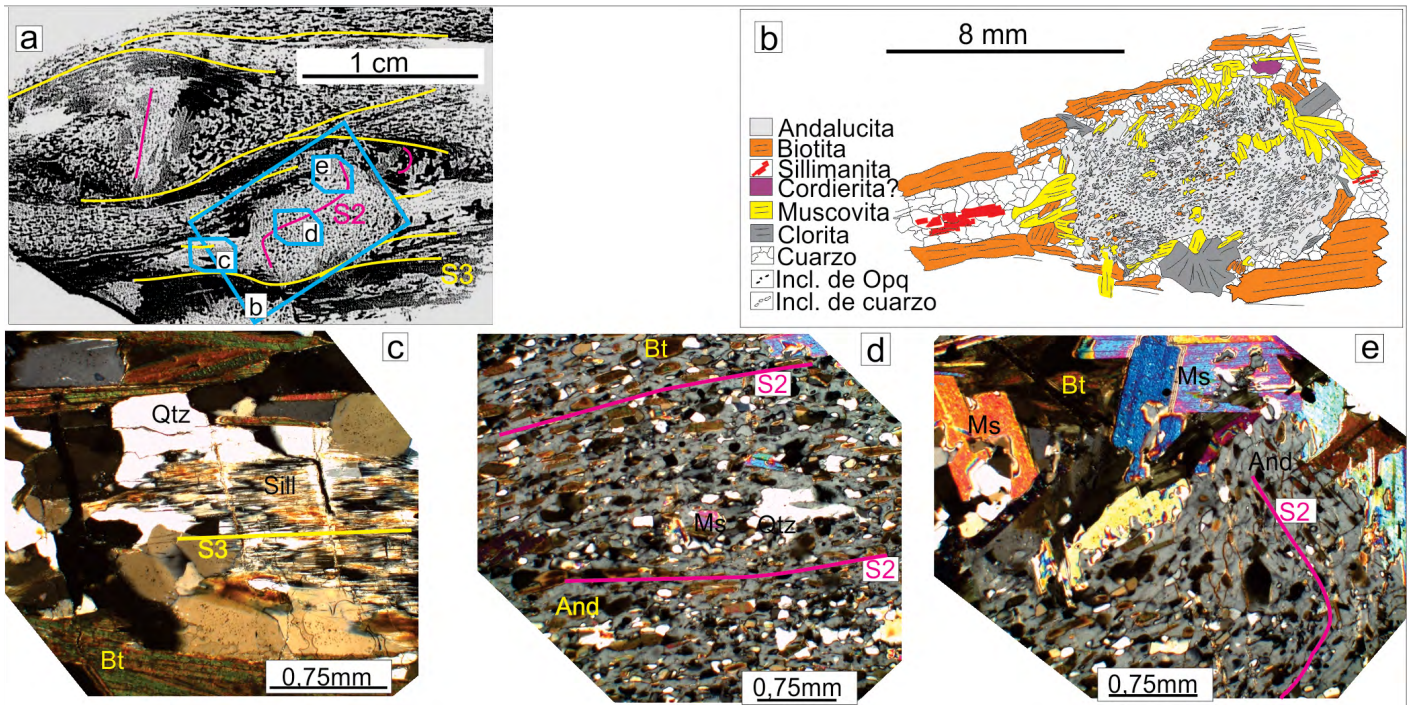
Estas rocas poseen fábrica esquistosa, a veces bandeada, de grano medio (1 - 2 mm), la textura varía de granolepidoblástica a porfiroblástica con leve desarrollo de porfiroblastos de muscovita sin orientación, que alcanzan 5 mm de largo, y matriz constituida por cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita (Cuadro 1). El cuarzo es el mineral predominante, generalmente poligonal. Le siguen en abundancia biotita o plagioclasa, en el primer caso es pleocroica en tonos castaños y está fuertemente orientada definiendo la fábrica más marcada de la roca (S2 o S3). En las variedades bandeadas es posible reconocer la alternancia de dominios discretos ricos en cuarzo, con otros donde la biotita es abundante (S1), está última puede poseer una orientación de las láminas obli-

cuas o perpendicular al bandeo (Fig. 4a). La plagioclasa es generalmente xenoblástica y de composición oligoclasa – andesina (determinada por métodos ópticos). La muscovita es más escasa que los minerales anteriores y muestra dos generaciones, una paralela a biotita, definiendo la fábrica planar de la roca (Ms 1), y otra que tiende a formar porfiroblastos, sin orientación, y que posee inclusiones de cuarzo de la matriz (Ms 2). En pequeñas cantidades se reconoce apatita, circón, minerales opacos, titanita y turmalina.

### Esquistos cuarzo biotíticos con porfiroblastos de andalucita

Estas rocas se destacan por la presencia de grandes porfiroblastos de andalucita (Fig. 3a) y escasa fibrolita y granate, además de cuarzo, biotita y muscovita como en los demás esquistos, aunque está ausente la plagioclasa.

La andalucita posee formas prismáticas de base cuadrada que en ocasiones se redondean adoptando secciones lenticulares. Se observa en microlitones, entre bandas ricas en biotita, y escasa muscovita (Ms1), que definen la foliación de la roca (S3), y que poseen un espesor normalmente menor a 1 cm (ocasionalmente 2 cm), donde se generan sombras de deformación con cuarzo poligonal, de mayor tamaño que en resto de la roca, y relictos de una superficie anterior (S2), además de una cubierta de deformación (*strain cap*) constituida casi exclusivamente por biotita (Fig. 4b). En algunos casos, los porfiroblastos se encuentran con formas tabulares superpuestas al bandeo de la roca (S1), sólo en las capas ricas en micas y encerrando biotitas oblicuas a la foliación S2 (Fig. 4c). Los porfiroblastos de andalucita muestran una textura poiquiloblastica con numerosas inclusiones pasivas de biotita (16 por 16  $\mu\text{m}$ ), cuarzo (32 por 16  $\mu\text{m}$ ) y minerales opacos (8 x 8  $\mu\text{m}$ ), además de ocasionales de granate (80 por 80  $\mu\text{m}$ ), en un caso un mineral tabular totalmente alterado a



**Figura 5:** a) Fotografía de una sección delgada de esquistos biotíticos con porfiroblastos de andalucita del Grupo Las Aguadas, las líneas amarillas marcan la superficie externa (Se = S3) y las fuscias la superficie interna de los porfiroblastos (Si = S2); b) Esquema a partir de fotomicrografía del recuadro azul que muestra las numerosas inclusiones de cuarzo orientadas en forma recta en casi todo el porfiroblasto y curvándose en los bordes. También se observa muscovita y clorita reemplazando a andalucita, y sillimanita en la sombra de presión; c-e) Fotomicrografías de sección delgada con nicoles cruzados de diferentes sectores de la figura a. En c) fibrolita en la sombra de presión del porfiroblasto de andalucita, d) corresponde a la parte central del interior del porfiroblasto y e) al borde del porfiroblasto donde se observa el cambio de orientación de los trenes de inclusiones.

sericita (¿cordierita?, Fig. 5b) y venillas plegadas de cuarzo. Las inclusiones más abundantes están orientadas en trenes, generalmente rectos (Fig. 5 d), que en algunos casos se curvan en los bordes (5e), aunque algunas biotitas no siguen ninguna orientación y toman formas redondeadas o elípticas indicando minimización de la energía interfacial y por lo tanto probable equilibrio químico, durante el crecimiento, entre hospedante y huésped (Vernon 2004).

Normalmente los porfiroblastos están frescos aunque pueden presentar leve alteración a sericita en grietas o planos de clivaje y/o estar parcialmente reemplazados por blastos, sin orientación, de muscovita (Ms 2) y clorita, particularmente en las zonas más externas (Fig. 5b y e).

Con la finalidad de caracterizar con mayor precisión la distribución de tamaño y forma de los porfiroblastos de andalucita, se realizó un análisis textural sobre ocho secciones delgadas de gran tamaño (5 por 9 cm y 5 por 7 cm), en cuatro muestras (dos secciones perpendiculares a la foliación y entre sí, en cada muestra) y sobre una población (n) de 100 blastos. La información obtenida indica que las relaciones largo/ancho alcanzan valores máximos de 3.9, sin embargo la mayoría de los valores se encuentran entre 1.2 y 1.5, es decir cristales de prismas cortos con una relación espacial entre

ejes, determinada estadísticamente, de 1:1.25:1.25 (valores obtenidos con el programa CSD de Higgins 2000). Por otra parte, los porfiroblastos ocupan un volumen que se encuentra entre el 8 y 31% del total de la roca y el 86% de los cristales poseen superficies, medidas en las secciones delgadas, menores a 50 mm<sup>2</sup> y el 10 % entre 50 y 100 mm<sup>2</sup>. Analizando la distribución de los tamaños menores a 50 mm se observa la máxima frecuencia entre 10 y 20 mm<sup>2</sup>, próxima al extremo de los rangos menores.

La fibrolita es escasa, se encuentra en agregados orientados paralelos a la esquistosidad predominante de la roca (S3), en las sombras de deformación que desarrollan los porfiroblastos de andalucita (Fig. 5 b y c), generalmente con cuarzo, aunque también puede reemplazar a biotita, u ocasionalmente en bandas de cuarzo dentro de las andalucitas.

El granate es muy escaso y se encontrado en una muestra como inclusión en andalucita, o en la matriz de la roca, en pequeños subidioblastos a xenoblastos de 0.08 mm de diámetro, con pocas inclusiones de cuarzo sin orientación.

### Esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos con granate

Estas rocas poseen una débil foliación continua y una tex-



**Cuadro 2.** Análisis químicos y fórmulas estructurales de minerales representativos, y química de roca total, utilizados en los cálculos geotermobarométricos y correspondientes a un esquistos cuarzo - plagioclasa biotítico con granate (M 516), del Grupo Las Aguadas.

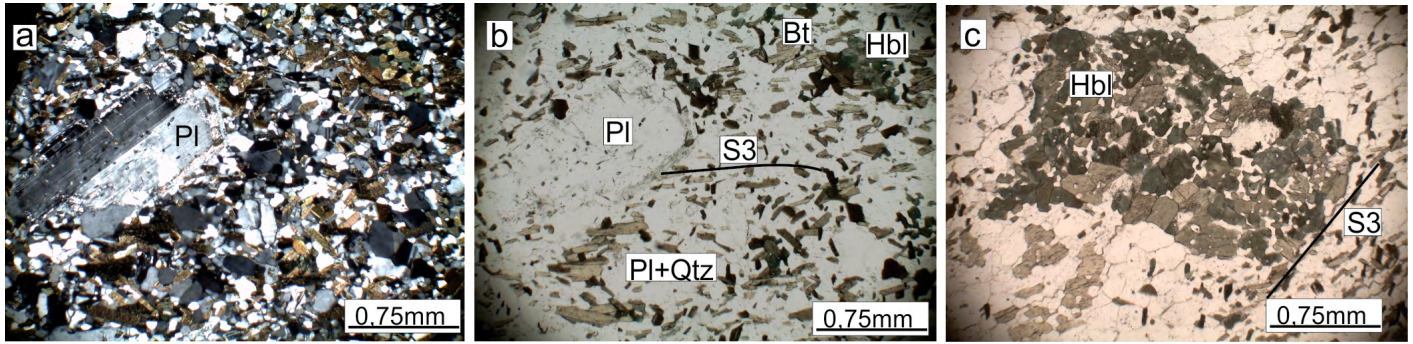
Mineral	Grt				Bt				Ms		Chl		Pl						
SiO <sub>2</sub>	37.81	38.46	38.60	37.99	37.99	38.55	38.64	38.67	37.20	35.97	36.59	45.98	46.20	26.09	60.91	59.93			
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.20	0.02	0.02	0.05	0.14	0.04	0.00	0.02	1.73	1.87	0.51	0.61	0.10	0.00	0.01			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.20	21.39	21.41	21.11	21.50	21.44	21.05	21.51	21.24	19.06	19.22	34.31	34.36	20.20	25.70	25.47			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.06	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04			
FeO	28.45	28.47	27.60	28.32	27.99	27.76	27.02	28.54	28.90	19.16	17.38	1.41	1.73	22.60	0.07	0.04			
MnO	8.43	7.96	7.57	8.38	8.56	8.22	7.99	7.92	8.22	0.12	0.13	0.01	0.00	0.19	0.00	0.05			
MgO	2.76	2.98	2.92	2.97	2.83	2.86	2.98	2.94	2.61	9.91	10.10	0.60	0.60	13.47	0.00	0.00			
CaO	1.70	1.86	1.89	2.08	2.08	2.11	2.05	1.98	1.78	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	7.27	7.49			
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.04	0.03	0.04	0.02	0.05	0.05	0.00	0.00	0.18	0.34	1.01	1.03	0.00	7.57	7.66			
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	9.16	9.10	9.79	9.73	0.19	0.07	0.06			
NiO	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00			
Total	100.37	101.36	100.11	100.93	101.04	101.16	99.86	101.60	100.03	95.39	94.79	93.63	94.28	82.86	101.61	100.75			
	24 ox				22 ox				14 ox		8 ox								
Si	6.05	6.07	6.13	6.05	6.03	6.09	6.16	6.09	5.99	5.45	5.52	6.22	6.21	2.87	2.59	2.58			
Ti	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.20	0.21	0.05	0.06	0.01	0.00	0.00			
Al(IV)	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	2.55	2.48	1.78	1.79	1.97	1.41	1.41			
Al(VI)	4.00	3.98	4.01	3.96	4.02	3.99	3.95	3.99	4.02	0.85	0.94	3.68	3.66	0.65	-	-			
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	-	-	-	-	-	-	-			
Fe	3.81	3.76	3.67	3.77	3.72	3.67	3.60	3.76	3.89	2.43	2.19	0.16	0.19	2.08	0.00	0.00			
Mn	1.14	1.06	1.02	1.13	1.15	1.10	1.08	1.06	1.12	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00			
Mg	0.66	0.70	0.69	0.70	0.67	0.67	0.71	0.69	0.63	2.24	2.27	0.12	0.12	2.21	0.00	0.00			
Ca	0.29	0.32	0.32	0.35	0.35	0.36	0.35	0.33	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.38			
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.10	0.27	0.27	0.00	0.68	0.70			
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.77	1.75	1.69	1.67	0.03	0.00	0.00			
Fe(Fe+Mg)	0.85	0.84	0.84	0.84	0.85	0.84	0.84	0.84	0.86	0.52	0.49	0.57	0.57	0.48	-	-			
Si/Al											3.49	3.48							
Alm	64.55	64.38	64.34	63.28	63.07	63.27	62.78	64.37	65.45								An	34.53	34.95
Sp	19.36	18.23	17.88	18.96	19.54	18.96	18.79	18.09	18.85								Ab	65.05	64.70
Py	11.16	11.99	12.14	11.81	11.38	11.62	12.34	11.82	10.54								Or	0.42	0.35
Gr	4.93	5.40	5.64	5.96	6.01	6.15	6.09	5.72	5.15										
<b>M 516</b>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total							
% P	72.7	0.86	11.67	4.64	0.07	1.74	2.04	2.23	2.01	0.26	1.42	99.64							

tura porfiroblástica con fenoblastos de granate que alcanzan 1.4 mm de diámetro y matriz granoblástica con tamaño de grano muy fino comprendido entre 0.15 y 0.2 mm, constituida por cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita (Cuadro 1). Los granates ocupan menos del 3 % del volumen total de la roca, son subhidioblásticos, poseen inclusiones no orientadas de cuarzo con tamaño similar a la matriz y alteración parcial a clorita. La plagioclasa y el cuarzo forman una textura poligonal y las micas, más escasas, están diseminadas en toda la muestra y definen una poco marcada estructura planar, donde la biotita está alterada parcialmente a clorita. En algunos casos, se encuentran minerales del grupo del epidoto con relaciones que indican un crecimiento posterior al de los demás minerales metamórficos.

El análisis químico de elementos mayoritarios realizado sobre una muestra (Cuadro 2), indica relaciones Si<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 6.23, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O: 0.90, log (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/K<sub>2</sub>O): 0.36 y log (Si<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>): 0.79, lo que permite ubicarla en el campo de una metagrauvaca, de acuerdo a las clasificaciones geoquímicas de Wimmenauer (1984) y Herron (1988) y como proveniente de un margen continental activo de característica ígnea félsica, de acuerdo a los diagramas de Roser y Korsch (1986, 1988).

### Esquistos plagioclasa - cuarzo - biotita hornbléndicos

Poseen una textura blastoporfírica con fenocristales relictivos de plagioclasa y agregados de anfíbol en una matriz granoblástica muy fina (0.06 a 0.14 mm), formada por plagio-



**Figura 6:** Fotomicrografías de sección delgada de esquistos plagioclasa, cuarzo, biotita, anfibólicos del Grupo Las Aguadas. a y b) Se observa una textura porfírica con fenocristales relictos de plagioclasa y matriz más fina formada por plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda; c) se reconoce un agregado de hornblenda, probablemente forma relictica de un fenocristal. a) nicoles cruzados, b y c) nicoles paralelos.

clasa, cuarzo, biotita y hornblenda (Cuadro 1), con cantidades menores de titanita y turmalina, definiendo, particularmente las micas, una tenue orientación.

La plagioclasa se encuentra en la matriz o formando blastofenocristales subhedrales de 1.5 por 0.75 mm, con zonación, maclados, inclusiones que ocupan algunas zonas del cristal y leve alteración sericitica (Fig. 6a y b).

La biotita está levemente orientada, y algunos cristales parecen definir dos superficies, posee pleocroismo de castaño oscuro a claro, es subhedral, con tamaños 0.04 por 0.14 mm, aunque algunos cristales más anhedral alcanzan 0.3 por 0.6 mm.

El cuarzo es poligonal y a veces forma, junto con plagioclasa, agregados donde alcanza mayor tamaño.

El anfíbol es una hornblenda con pleocroismo en tonos de verde que forma agregados irregulares, cuadrados o lenticulares de tamaños comprendidos entre 0.85 por 1.25 mm a 1 por 2 mm y que pueden interpretarse como fenocristales recristalizados (Fig. 6c). Los blastos de hornblenda son poiquilíticos con inclusiones de cuarzo, generalmente anhedral, más raramente subhedrales, de 0.15 por 0.25 mm.

En cantidades menores se encuentra titanita, subhedral, turmalina y minerales opacos. Ocasionalmente, se observan xenolitos relictos, de aproximadamente 2 mm, de una roca de similar mineralogía pero con una textura equigranular y mayor tamaño de grano.

### Granofelsitas cuarzo - epidoto hornbléndicas

Muestran fábrica foliada a maciza, color blanco con tonos rosados y motas oscuras de anfíbol. Al microscopio se reconoce una alternancia de bandas, de 1 a 4 mm de espesor, ricas en cuarzo, con otras con abundante anfíbol y de un espesor de 2 a 5 mm. Las bandas cuarzosas están formadas por cuarzo poligonal con tamaños de 0.1 a 0.3 mm, aunque se observan venillas de grano más grueso (1.4 mm), paralelas a la foliación de la roca, con escasa biotita castaña y

turmalina anhedral, con pleocroísmo en tonos de verde. Junto con cuarzo hay plagioclasa reemplazada por epidoto (zoisita/clinozoisita) y muscovita, apatita y escasos porfiroblastos esqueléticos de granate de 1.5 mm de diámetro.

El anfíbol presente es una hornblenda con pleocroísmo de verde, verde azulado a amarillo pálido, que constituye prismas de 2.4 por 0.6 mm, sin orientación y definiendo una textura decusada, a veces se encuentran alterados a clorita y óxidos de hierro castaño rojizos. Junto a los anfíboles aparece escaso cuarzo, además de agregados del grupo del epidoto y muscovita.

## METAMORFISMO

Las características del metamorfismo fueron estudiadas a partir del análisis petrográfico y mineralógico de las distintas rocas de la región. Se puede observar que las litologías más abundantes dentro del Grupo Las Aguadas poseen asociaciones minerales de un amplio rango de estabilidad, como cuarzo + plagioclasa + biotita + muscovita, por este motivo el análisis del metamorfismo se concentró fundamentalmente en los tipos de rocas que ofrecían las mejores condiciones para su estudio, por un lado los esquistos con porfiroblastos de andalucita, por su asociación mineral diagnóstica, y por otro los esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos con granate, debido a la presencia de este último mineral apropiado para realizar cálculos termobarométricos.

### Análisis paragenético

**Etapas progradas y clímax:** los esquistos con porfiroblastos de andalucita poseen cuarzo, biotita, muscovita y andalucita, y en algunos casos sillimanita (fibrolita) y granate. La relación entre los polimorfos de alúmina muestra escasa fibrolita creciendo entre, o más raramente dentro de, los porfiroblastos de andalucita. Esta relación sugiere que la formación de estos



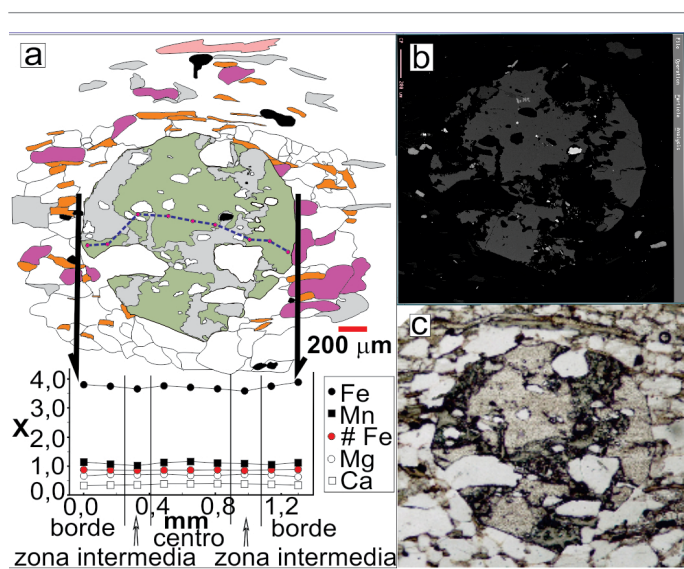
últimos es previa a la sillimanita, que representa el clímax, y permanecen metaestables cuando se supera la temperatura de su campo de estabilidad. Esta situación está de acuerdo con el hecho de que en reacciones simples progradas, como la transformación polimórfica, no están en contacto reactantes (And) y productos (Sil) (Carmichael 1969).

También en estas rocas se puede reconocer ocasionalmente granate (menos del 1%), en la matriz o como inclusión en los bordes de andalucitas. De esta manera, la composición mineralógica y la textura de los esquistos con andalucita muestran como paragénesis progradada  $\text{And} + \text{Ms} + \text{Bt} + \text{Qz} \pm \text{Grt}$ , mientras que la correspondiente a la etapa clímax es  $\text{Sil} + \text{Ms} + \text{Bt} + \text{Qz} \pm \text{Grt}$ , lo que indica que se ha superado la primera isograda de la sillimanita (reacción polimórfica), pero no la segunda, donde aún es estable la muscovita en presencia de cuarzo. La temperatura correspondiente a la primera isograda depende de la presión debido a la pendiente de la reacción en el campo P - T, pero se la ubica en facies anfibolitas medias.

La presencia de andalucita o sillimanita es común en metapelitas de baja presión, sin embargo en estas condiciones la asociación mineral frecuente es  $\text{Ms} + \text{Crd} \pm \text{And} \pm \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Qz}$  (Pattison et al. 2002). En las rocas analizadas no se encuentra cordierita, salvo unos escasos cristales totalmente alterados, que no representan el 1% del total de la muestra, y que podrían corresponder a este mineral. Esta situación plantea un campo de presión y temperatura muy restringido, limitado por las curvas de las reacciones  $\text{Ky} = \text{Sil}, \text{Chl} + \text{Ms} + \text{Qz} = \text{Crd} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$  y  $\text{Bt} + \text{Als} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Crd} + \text{Ms}$  (Fig.8). Esta última puede tener una suave pendiente positiva o negativa, pero su ubicación precisa depende de la relación Fe/Mg (Pattison et al. 2002).

Por otra parte, la presencia de Hbl (verde) + Pl + Bt + Qz en los esquistos plagioclasa - cuarzo - biotita hornbléndicos, Hbl + Pl + Grt + Qz en las granofelsitas cuarzo - epidoto hornbléndicas y Pl + Grt + Ms + Bt + Pl + Qz en esquivo cuarzo - plagioclasa biotítico con granate, es compatible con facies anfibolitas para el clímax metamórfico y una evolución en condiciones de baja presión.

**Etapa retrógrada:** las diferentes rocas analizadas muestran evidencias de metamorfismo retrógrado, que se expresa en la presencia de clorita y muscovita (esquistos con porfiroblastos de andalucita) y clorita (esquivo cuarzo - plagioclasa biotítico con granate). Estos minerales sugieren condiciones de facies esquistos verdes. Ms + Chl que se observan en los esquistos con andalucita crecen a expensas de andalucita y biotita, lo que indicaría la reacción  $\text{Als} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ms} + \text{Chl}$  (Pattison et al. 2002), que ha sido modelizada en un sistema KFLASH o KMAASH (Fig. 8), dando valores de alrededor

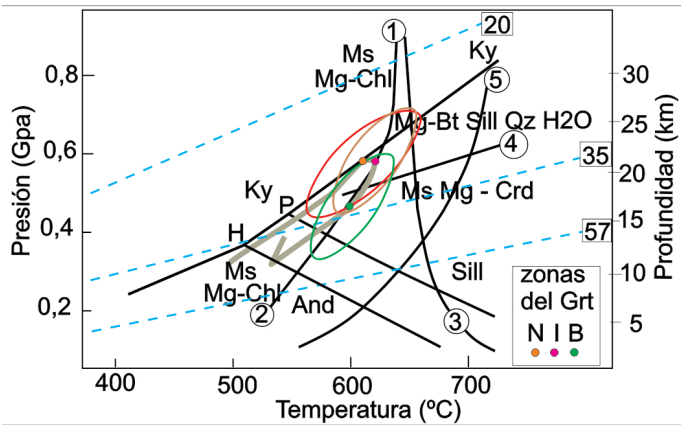


**Figura 7:** a) Esquema y perfil composicional del granate analizado en los esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos del Grupo Las Aguadas (X: fracciones molares de los cationes analizados, #Fe = FeO + MgO / FeO, fucsia: plagioclasa; verde: granate; naranja: biotita; rosado: muscovita; gris: clorita; negro: minerales opacos; blanco: cuarzo; la línea discontinua azul y los puntos rojos corresponden a la traza del perfil y puntos de análisis, respectivamente); b) imagen de electrones retrodispersados; c) fotomicrografía con nicóles paralelos (b y c igual escala que a).

de 600 °C para una presión de 0.5 Gpa y valores más bajos a medida que desciende la presión. La falta de cordierita marcaría una evolución retrógrada muy próxima a la progradada.

## Geotermobarometría

**Química mineral:** se eligió una muestra correspondiente a un esquivo cuarzo - plagioclasa biotítico con granate, debido a la aparición de este último mineral. Su composición modal se observa en el cuadro 1, y su composición química total y de los minerales presentes en el cuadro 2. Los porfiroblastos de granate estudiados poseen una composición predominantemente almandínica (62.78 a 65.45 %) con cantidades menores de espesartita (17.88 - 19.36 %), piropro (10.54 - 12.34 %) y grosularia (4.93 - 6.15 %), la distribución interna de los óxidos indica una débil zonación composicional (Fig. 7), donde se puede reconocer una parte central, de diámetro algo mayor a 0.3 mm, allí se observa que MgO (11.38 % Prp) y CaO (6.01 % Grs) tienen valores intermedios, en términos relativos respecto al resto del cristal, mientras que MnO (19.54 % Sps) tiene sus valores más altos y el FeO próximo a los más bajos (63.07 % Alm). En la zona contigua a la parte central (zona intermedia), de aproximadamente 0.20 a 0.15 mm de espesor, se observa un incremento en MgO (12.14 - 12.34 % Prp) y una disminución en MnO (18.79 - 17.88 % Sps), mientras que la variación del FeO (62.78 - 64.34 % Alm) y CaO (5.64 - 6.09 % Grs) no es muy clara, aunque baja,



**Figura 8:** Diagrama P-T mostrando los valores obtenidos y posible trayectoria seguida por las rocas metamórficas de Las Aguadas. H punto triple de Holdaway (1971), P punto triple de Pattison (1992) para  $Al_2SiO_5$ . Reacciones: (1)  $Ms + Mg - Chl = Mg - Bt + Ky + Qz + H_2O$ , (2)  $Ms + Mg - Chl = Mg - Bt + Mg - Crd + H_2O$ , (3)  $Ms + Pl + Qz = Liq$ , (4)  $Mg - Bt + Sill + Qz + H_2O = Ms + Mg - Crd$  y (5)  $Ms + Qz = Als + Kfs + H_2O$  (curvas tomadas de Pattison et al. 2002). Las líneas punteadas celestes corresponden a diferentes gradientes cuyos valores, en  $^{\circ}C / km$ , se expresan en los cuadrados, las flechas indican la evolución y las elipses marcan el error calculado para los valores de P y T.

respecto al núcleo, la relación  $FeO / (FeO + MgO)$ . En la parte próxima al borde (aproximadamente 0.25 mm de espesor), sube FeO (65.45 – 64.55% Alm) y MnO (19.36 – 18.85 % Sps), al igual que la relación  $FeO / (FeO + MgO)$  y baja MgO (11.16 – 10.54%Prp) y CaO (4.93 – 5.15 % Grs). Las variaciones composicionales descritas se interpretan como un zonado de difusión, donde los cambios entre el núcleo y la zona intermedia son mínimos y podrían corresponder a un proceso de homogenización, mientras que el borde presenta una débil difusión desarrollada luego del clímax. Esta situación sugiere que se ha alcanzado la temperatura para dicha homogenización, que de acuerdo al tamaño del porfiroblasto analizado debería estar por sobre los 600  $^{\circ}C$  (Spear 1989).

Las biotitas analizadas poseen valores de 0.17 a 0.21 cationes por fórmula unidad (c.p.f.u.) de  $TiO_2$  (calculados sobre 22 oxígenos),  $Fe / (Fe + Mg)$  próximo a 0.5, mientras que el contenido de Al (IV) está entre 2.45 y 2.55 (c.p.f.u.), lo que determina que en el gráfico formado por la relación Al (IV) versus  $FeO / FeO + MgO$  (Deer et al. 1992) se ubiquen en el campo de annita. Las muscovitas estudiadas corresponden

a fengitas con relaciones Si : Al en el sitio T de 3.5, mientras que plagioclasa es de composición andesina sódica (An34) y muestra muy leve incremento del contenido de Ab hacia el borde. La clorita corresponde a picnoclorita según la relación Si vs. Fe / (Fe + Mg) de Hey (1954), brunsvigita, de acuerdo con la clasificación de Foster (1962), o al tipo I, levemente magnesianas, siguiendo la propuesta de Zane y Weiss (1998). Su composición pertenece a una clorita metamórfica del polilito IIb (Al IV: 2.30 y Fe / Fe + Mg: 0.48 para 28 oxígenos), basado en la cantidad de Al (IV) y la relación Fe / (Fe + Mg), utilizada por Hayes (1970) y Curtis et al. (1985). Por otra parte, muestra una sumatoria  $2Ca + Na + K < 0.05$  a.p.f.u. (14 átomos de oxígeno equivalentes) y una vacancia octaédrica aparente de 0.50 (asumiendo 12 sitios octaédricos), lo cual indicaría que se trata de clorita con escasa contaminación o interestratificados (Jiang et al. 1994). Ilmenita posee una composición en c.p.f.u. de: Ti = 8.18, Fe = 3.51, Mn = 0.28 (composición basada en 3 oxígenos).

**Cálculo de P y T de la etapa clímax por medio de reacciones múltiples:** los análisis químicos de minerales obtenidos para un esquistos cuarzo - plagioclasa biotítico con granate, fueron procesados con el geotermobarómetro de reacciones múltiples Thermocalc versión 2.75 (Powell et al. 1998), obteniéndose los resultados del Cuadro 3.

Los valores medios de P y T determinados, considerando  $X(H_2O) = 1$ , indican una mínima diferencia entre el núcleo y la zona intermedia del granate, con valores máximos de  $T 620 \pm 28$   $^{\circ}C$  y  $P 0.59 \pm 0.1$  Gpa. La zona de borde muestra una mayor diferencia en los valores medios, aunque también existe un solapamiento en los errores determinados. De considerarse estas diferencias la evolución sería de tipo horaria (Fig. 8).

De acuerdo a las condiciones de P y T determinadas, y considerando la densidad media de la corteza superior continental en 2.8  $g/cm^3$ , las profundidades máximas alcanzadas en la etapa clímax corresponden a  $21.5 \pm 3.8$  km, con un gradiente térmico medio (G) de 28.8  $^{\circ}C / km$  (Fig. 8, Cuadro 3). En la división clásica de las tres series de metamorfismo de alta, media, y baja presión, el metamorfismo de la serie de baja presión correspondería a gradientes mayores a 25  $^{\circ}C / km$  (Miyashiro 1979).

**Cuadro 3.** Valores de presión, temperatura, profundidad y gradientes determinados en las rocas del Grupo Las Aguadas.

T ( $^{\circ}C$ )		P (Gpa)		Prof. (km)		G ( $^{\circ}C/km$ )			Zona del Granate	Geotermobarómetro
media	sd	media	sd	media	sd	media	min.	max.		
611	38	0.58	1.1	21.1	4.2	28.9	21.7	36.1	núcleo	Thermocalc
620	28	0.59	1.0	21.5	3.8	28.8	22.4	34.6	intermedia	Thermocalc
600	28	0.47	1.1	17.1	4.2	35.0	25.8	45.6	borde	Thermocalc



**Cálculo de temperatura de la etapa retrógrada:** las asociaciones minerales retrógradas corresponden a clorita en los esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos con granate y clorita + muscovita en los esquistos biotíticos con porfiroblastos de andalucita. La composición de clorita ha sido utilizada como geotermómetro por diversos autores (Cathelineau y Nieva 1985, Kranidiotis y MacLean 1987, Cathelineau 1988, Jowett, 1991, entre otros); sin embargo estas estimaciones han sido puestas en duda argumentando que pueden entrar en juego otras variables, como la composición de la roca o la fugacidad de oxígeno (fO) (De Caritat et al. 1993). Xie et al. (1997) han propuesto una corrección a los geotermómetros empíricos considerando que el contenido de MgO en la clorita es función del de la roca. El valor de MgO en la muestra estudiada está entre los analizados por este autor por lo que se considera apropiado su uso. Sobre esta base se determina un valor de 497.4 °C para la etapa retrógrada utilizando el geotermómetro de Xie (1997).

## ANÁLISIS ESTRUCTURAL

La estructura de la región muestra una compleja evolución deformacional que se describe siguiendo un criterio de escala de observación.

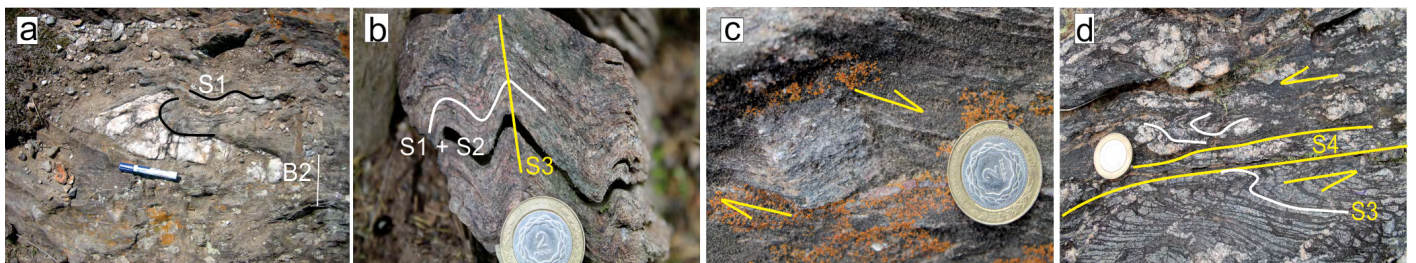
### Meso y macroestructura

Todas las litologías estudiadas muestran una o más foliaciones que han sido generadas por una sucesión de eventos deformacionales. En varios tipos de rocas se reconocen relictos de estructuras primarias, como una alternancia de capas pelíticas o semipelíticas y arenosas que constituyen un bandeo composicional de orden centimétrico a decimétrico y más raramente métrico (Fig. 3d).

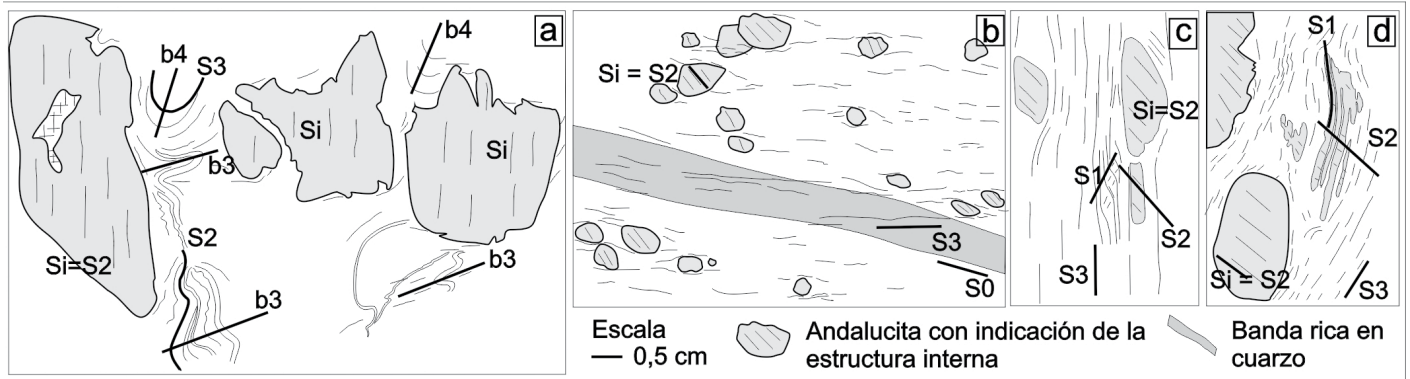
Respecto a las estructuras metamórficas es posible reconocer una fábrica planar relictica (S1) que corresponde a una esquistosidad, donde se observan bandas de pocos mi-

límetros de biotita y muscovita que alternan con zonas más ricas en cuarzo y plagioclasa. Ocasionalmente, esta superficie corresponde al plano axial de pliegues mesoscópicos apretados, con flancos casi paralelos, que afectan a venas de cuarzo de potencia variable entre 5 milímetros a menos de 10 centímetros (B1, Fig. 9a).

La superficie S1 es una foliación que, observada en muestra de mano o afloramiento, varía de zonal a espaciada con dominios de clivaje discretos, de paralelos a anastomosados y de 1 a 2 milímetros de espesor, formados por mayor concentración de biotita y que alternan con otros dominios de mayor espesor (5 a 10 mm) más ricos en cuarzo. En algunas ocasiones las rocas muestran este bandeo en capas de 5 a 10 cm que se intercalan con otras de estructura maciza. Es posible reconocer que los dominios de clivaje se van uniendo con ángulos pequeños tomando formas de “Y” aplastadas (Fig. 3b), o que las biotitas que forman dichos dominios poseen una orientación diferente a la del bandeo, lo que se interpreta que se produce por una deformación posterior. La estructura descrita ha sido reconocida en otros sectores del Grupo La Aguadas (Maisterrena 1984, López de Luchi 1986) y considerada como una segunda superficie metamórfica S2 (Siegismund et al. 2010), también se ha correlacionado con estructuras similares observadas en otros sectores de las Sierras Pampeanas (Martino et al. 2009). En la sierra de Córdoba, estos últimos autores la interpretaron como una superficie metamórfica S2. En el noroeste argentino (Cumbres Calchaquies, la sierra del Aconquija y en gran parte de la sierra de Ancasti) fueron reconocidos esquistos listados o bandeados durante los siglos XIX y XX (González Bonorino 1950, González 2008). Dicho bandeo ha sido interpretado como producto de un efecto metamórfico sobre la estratificación (Willner 1990), una estructura de origen tectónico (Mon y Hong, 1996), y vinculada a fajas de cizalla dúctil (Mansilla et al. 2007). Por otra parte Baldo et al. (2008) interpretan que el bandeo corresponde a una estructura primaria relictica. Aquí es interpretada como una superficie S1 por cuanto no se



**Figura 9:** Fotografías de estructuras mesoscópicas de las rocas del Grupo Las Aguadas. a) Vista en planta de pliegue cerrado de vena de cuarzo (B1) con plano paralelo a S1 plegada posteriormente según B2; b) Vista inclinada de pliegues abiertos que deforman la esquistosidad S2 (+S1); c) Vista en planta de un porfiroblasto de andalucita con sombras de presión asimétricas que indican movimiento dextral; d) Vista en planta de bandas de cizalla que pliegan y cortan la foliación S3 con cinemática sinistral.



**Figura 10:** Esquemas de detalles microestructurales realizados sobre secciones delgadas de las rocas metamórficas del Grupo Las Aguadas. Para explicación ver texto.

han reconocido estructuras metamórficas anteriores, y ocasionalmente se observa que corta a S0.

La esquistosidad S2 es de carácter relíctico y se reconoce como biotitas orientadas según el plano axial de pequeños pliegues de orden centimétrico que repliegan a S1 (B2, Fig. 2c) o que posteriormente son afectados por S3, visibles especialmente en los extremos NE y SO de la antifirma de La Ciénaga (B2, Fig. 2d). La distribución estadística de los polos de la esquistosidad S2, muestra una guirnalda con polos asimétricos compatible con la morfología de la antifirma mencionada y la ubicación de su eje, NE-SO (Fig. 2g, h).

La esquistosidad S3 es la foliación predominante a escala regional, está formada por biotita y muscovita, su orientación tiene una tendencia general N a NE y se produce por la transposición de las foliaciones anteriores. Está presente en las diferentes litologías metamórficas y es una foliación de plano axial que se vincula a pliegues isoclinales abiertos a levemente cerrados (con ángulos interflancos entre 70° y 90°), con vergencia al NO y ejes buzantes predominantemente al NE en ángulos variables, pero que también inclinan al S y SO (B3). Estos pliegues forman, al SE de Las Aguadas, una antifirma volcada, con eje doblemente buzante y cerrada que se denomina La Ciénaga (Fig. 2). Dicha estructura pliega las foliaciones metamórficas S1 y S2, conjuntamente con pegmatitas y el cuerpo granodiorítico de La Ciénaga (Ortiz Suárez 1996). Posee un eje mayor NE-SO, de casi 4 km y un eje menor NO-SE de algo más de medio kilómetro. Hacia el NO las capas (S1+S2, pegmatitas y granodiorita) buzán de 70 a 80° al E, definiendo el flanco invertido, mientras que en el flanco sudoriental inclinan alrededor de 30° también al E, lo que configura un pliegue volcado con vergencia al NO. Sus terminaciones periclinales presentan en el SO un menor ángulo que va de 40° a posiciones casi horizontales y al NE entre 50 y 60° al NE (Fig. 2h). Se desarrollan, en la sombra norte de la estructura, clivajes de crenulación (S3) sobre la

estructura metamórfica S2 (Fig. 9b), que poseen orientaciones variables entre NO y NE, mientras que en la sombra SO son más escasas dichas crenulaciones, observándose pliegues más abiertos que marcan un débil clivaje (Fig. 2d).

La orientación de la esquistosidad S3 varía entre NE y NNE y la inclinación es de alto ángulo, predominantemente mayor de 70°, al E (Fig. 2g). La lineación mineral correspondiente a la superficie S3 (Lm3) posee orientación predominante al N (NE o NO, según el buzamiento del plano) con ángulos mayores a 50°, ocasionalmente se observa lineación al SO también con ángulos mayores a 55°.

La relación de la forma sigmoidea de los porfiroblastos de andalucita con la foliación que los envuelve (S3), permite reconocer una dirección de movimiento que muestra ascenso desde el este, y componente de rumbo dextral (Fig. 9c). Considerando este movimiento y la vergencia general de la estructura, es posible considerar un carácter compresivo con una componente de cizalla dextral para el episodio deformacional que genera S3 (Fig. 2h).

Una cuarta estructura reconocida corresponde a una tenue esquistosidad (S4) definida por la reorientación de biotita, forma fajas de cizalla discretas de algunos metros o pocas decenas de metros de espesor, con movimientos de componente sinistral (Fig. 9d), que se reconoce al NE de la granodiorita La Ciénaga, con rumbo entre N 305° y 320° y buzamientos de 60° a 70° al NE. Se vincula a pliegues abiertos mesoscópicos que afectan a S3, o a mayor escala a cuerpos pegmatíticos. También es posible reconocer que deforma la esquistosidad S3 reorientando las biotitas.

### Microestructura

Los esquistos cuarzo biotíticos con porfiroblastos de andalucita son las rocas que mejor exponen la evolución microestructural. La mayor parte de los porfiroblastos muestran una superficie interna (Si) que se define por trenes rectos de



cuarzo con formas alargadas, biotita tabular y minerales opacos prismáticos (Fig. 5d). Por otra parte, los porfiroblastos son envueltos por cubiertas de biotita y muscovita, y es posible reconocer diferentes relaciones entre la superficie interna con las superficies externas (Fig. 10):

a) En algunas muestras (Fig. 10a) se reconocen porfiroblastos que en su interior muestran una superficie interna (Si = S2) recta, que es la más frecuente; más raramente se observan inclusiones de matriz que poseen dos orientaciones de biotita (S1 y S2). Asimismo, se observan dos generaciones de micropliegues fuera de las andalucitas, ambas con planos axiales oblicuos a Si (S2); la primera generación (B3) pliega láminas de biotita crecidas según la superficie S2 y microvenillas de 1 mm de espesor de cuarzo, desarrollando la orientación de las micas según S3. Dicha superficie es nuevamente plegada de manera casi perpendicular según b4. La situación descrita se interpreta que se corresponde con el desarrollo de andalucita en una etapa estática posterior al desarrollo de S1 y S2 y previa a los plegamientos mencionados (B3 y B4).

b) Otras situaciones que se pueden reconocer (Fig. 10b) indican la presencia de un bandeo composicional de orden centimétrico, que probablemente corresponda a relictos de S0, oblicuo tanto a la superficie metamórfica interna de los porfiroblastos (Si = S2) como a la externa (Se = S3). En casi todos los casos la superficie interna es recta, a veces con bordes curvos, y oblicua a las superficies externas que envuelven los porfiroblastos (Fig. 5a, d y e), que pueden ser una o dos y están definidas generalmente por la orientación de biotita, y más raramente de muscovita o fibrolita (Fig. 5c). En las som-

bras de presión se puede reconocer una superficie plegada (S2). La situación reconocida indicaría la existencia de dicha superficie previa a la formación de andalucita y el crecimiento estático de esta con un pequeño borde dinámico.

c) En muchos casos, se observan porfiroblastos de andalucita con inclusiones rectas (Si) oblicuas la foliación externa predominante (Se = S3). Sin embargo, en la matriz se encuentran micropliegues de geometría monoclinas, contenidos en dicha foliación, que muestran dos fábricas planares previas, una que al plegarse se hace paralela a Si (S2), y otra que queda encerrada entre las bandas de biotita de S2, es casi perpendicular a esta y que se interpreta como S1 (Fig. 10c).

d) También es posible reconocer un bandeo composicional milimétrico (S1), en el cual la biotita se encuentra paralela u oblicua a dicha superficie, definiendo en el segundo caso a S2. Este bandeo (S1) y la orientación oblicua de las biotitas (S2) es incorporado principalmente de manera pasiva como inclusiones dentro de porfiroblastos de andalucita que adoptan formas alargadas (Fig. 10d, 4c), quedando también como inclusiones y en las sombras de deformación de porfiroblastos de mayor tamaño. Fuera de éstos se observa una reorientación de las micas según una nueva superficie S3. Se interpreta que la microestructura descrita corresponde al crecimiento de andalucita posterior a la generación de S1 y S2, que luego es envuelta por S3.

La interpretación de las diferentes situaciones expuestas, y considerando una única etapa de generación y crecimiento de andalucita, indica que los porfiroblastos se desarrollan fundamentalmente en un periodo estático (intertectónicos),

**Cuadro 4.** Edades absolutas determinadas en el Grupo Las Aguadas y en otros sectores del Complejo Metamórfico Conlara.

Edades de metamorfismo	Edades heredadas	Roca analizada y método utilizado		
<b>Grupo Las Aguadas</b>				
	570-820 (n=12) Edad max. de sed. 581+/-52	1225 – 940 (n=12)	Paleoproterozoico (n=2)	Esquisto bandeado. U-Pb en circón SHRIMP(1)
564+/-21				Esquisto bandeado. Pb/Pb SL en granate (2)
490 (?)	550-700, con picos a 570, 600, 660, 695 y 755	900 y 1100 pico agudo a 1000	2620	Esquistos bandeado. U-Pb en circón SHRIMP(3)
<b>Otros sectores del Complejo Metamórfico Conlara</b>				
470-482				Migmatitas del sector oriental. U-Pb en monacita (4)
	587 +/- 7	962+/-17	2000	Gneis del sector occidental. U -Pb en circón SHRIMP(5)
	631+/-15			
485 (?)	595	780/820	920 – 1060 1000 y 1055 2700	Metareniscas metamorfitas Las Higueras. U-Pb en circón SHRIMP(3)

aunque pueden, en algunos casos, continuar creciendo en el comienzo de una etapa dinámica. En relación con las superficies metamórficas observadas, la andalucita crece luego del desarrollo de dos etapas de metamorfismo y deformación (que generan S1 y S2), y previamente a otras dos etapas (que desarrollan S3 y S4). Las diferentes situaciones descritas muestran, parcialmente, las superficies formadas a lo largo de una compleja historia deformacional.

Combinando lo observado en las microestructuras y las macroestructuras se proponen cuatro eventos deformacionales dúctiles que han afectado a las rocas de la región, D1, D2, D3 y D4.

## II INTERPRETACIONES

### Relación metamorfismo - deformación en las metapelitas

Considerando que las primeras superficies (S1 y S2), que indican los procesos de deformación D1 y D2, están incluídas pasivamente en los porfiroblastos de andalucita, el crecimiento de esta última es posterior a los eventos deformacionales mencionados, y probablemente ocurre en gran parte en condiciones estáticas, aunque la curvatura hacia los bordes de los planos de inclusiones, en algunos casos, sugeriría que la deformación se reinicia antes de que termine el crecimiento de este mineral. Es decir que la tercera deformación (D3) comienza en condiciones de estabilidad de la andalucita, pero pasa a valores de mayor temperatura llegando al clímax térmico, donde se reconoce envolviendo a la andalucita una tercera estructura planar definida por biotita, muscovita y fibrolita (S3), quedando la andalucita en estado metaestable cuando se han alcanzado condiciones de estabilidad de la sillimanita. La cuarta superficie (S4) se reconoce localmente, y la presencia de biotita marcándola, indica condiciones en, al menos, facies esquistos verdes. Posteriormente, se encuentra el crecimiento de clorita y muscovita (Ms 2) que representaría condiciones estáticas y retrógradas.

En las otras litologías no es posible reconocer todas las etapas de la historia térmica y deformacional de la región, por lo que se supone que representan principalmente las condiciones clímax con algunos minerales de la etapa retrógrada.

Las relaciones de la evolución metamórfica y deformacional descrita con el magmatismo presente en la región, indican que el clímax térmico coincide aproximadamente con la intrusión de la granodiorita La Ciénaga, considerando que dicha intrusión se produce durante el plegamiento que origina S3. Serían contemporáneas con esta etapa las pegmatitas que

cortan a S1 + S2 y son plegadas por S3 (Fig. 2a). Asimismo, el desarrollo de D3 correspondería a una etapa compresiva con plegamiento con vergencia al noroeste y componente de movimiento de cizalla de rumbo dextral. La intrusión del cuerpo diorítico - tonalítico de Rodeo Viejo estaría vinculada al desarrollo de la cizalla durante el evento de deformación D4, considerando que siguen la orientación de S4 y genera metamorfismo de contacto con desarrollo de corneanas con cordierita, granate y sillimanita que obliteran la fábrica S3 (Ortiz Suárez 1996). También se reconocen pegmatitas plegadas durante el evento de deformación D4 y otras que cortan a dioritas-tonalitas, lo que indica al menos tres generaciones.

### Edades y correlación regional

La evolución geológica del Grupo Las Aguadas, en un marco cronológico absoluto, no se conoce en detalle; sin embargo, posee registros de circones detríticos que indican edad máxima de sedimentación entre 550 y 570 Ma, correspondientes al ciclo orogénico Pampeano y equivalentes temporales a la Formación Puncoviscana (Drobe et al. 2009, Rapela et al. 2016). Asimismo, los datos obtenidos en otros sectores del Complejo metamórfico Conlara sugieren la misma edad de sedimentación (Cuadro 4).

Las edades metamórficas de esquistos bandeados del Grupo Las Aguadas han sido determinadas en  $564 \pm 21$  (Pb/Pb en granate, Siegesmund et al. 2010). En este sentido, el granito El Peñón, cuya edad se ha establecido en  $497 \pm 8$  Ma (Steenken et al. 2005), intruye a las rocas del GLA en una relación que ha sido interpretada como posterior al clímax metamórfico, denominado M1 por Llanea y Ortiz Suárez (2000), o M2 por Steenken et al. (2005), lo que ha llevado a considerar que dicho clímax, y parte del metamorfismo, podría corresponder a la orogenia Pampeana (Steenken et al. 2005, Martino et al. 2009 y Siegesmund et al. 2010). Sin embargo, Whitmeyer y Simpson (2004) consideran que el clímax del Complejo metamórfico Conlara corresponde a la orogenia Famatiniana, sobre la base de una edad en torno a 476 Ma (U-Pb en monacita) obtenida en migmatitas ubicadas al este del Grupo Las Aguadas, próximas a la localidad de Santa Rosa.

Por otra parte, se ha propuesto que la evolución del Complejo metamórfico Conlara posee registros pampeanos y famatinanos (Steenken et al. 2006), y que el metamorfismo pampeano fue de bajo grado por lo que ha sido prácticamente borrado por los procesos famatinianos (Casquet et al. 2017). Es importante destacar que en el Grupo Las Aguadas la intrusión de las rocas ígneas famatinianas de Rodeo Viejo es controlada por las fajas de cizalla S4 y desarrolla metamorfismo de contacto que se sobreimpone a las estructuras meta-



mórficas S3 (Ortiz Suárez 1996, Ortiz Suárez y Ulacco 1999).

El Complejo plutónico Las Cañas (Fig 1) posee una edad de cristalización de  $470 \pm 8$  Ma (U/Pb en circón LA-Q-ICPMS), y es interpretada como ocurrida durante la exhumación, posterior al clímax bórico, y sincrónica con la zona de cizalla El Salado - La Cocha (Morosini et al. 2019).

Por otra parte, el enfriamiento del Complejo metamórfico Conlara por debajo de  $500$  °C ha sido ubicado próximo a los  $440$  Ma, de acuerdo a edades Rb/Sr en muscovita de gneises (Steenken et al. 2004), o entre  $420 - 350$  °C a aproximadamente  $420 - 440$  Ma (K-Ar en muscovita, Steenken et al. 2008), lo que indica que, de considerarse un clímax pampeano, implicaría que las temperaturas se han mantenido por sobre los  $500$  °C durante cerca de  $100$  Ma.

La existencia de sedimentitas pampeanas y metamorfismo con posibles registros famatinianos, sin evidencias, de polimetamorfismo ni magmatismo de más de  $500$  Ma, plantea un área del orógeno Pampeano, formada por el Grupo Las Aguadas y quizá gran parte del Complejo metamórfico Conlara, que muestra diferencias significativas con el núcleo orogénico expuesto en las sierras de Córdoba y los datos conocidos sugerirían que no hay una discontinuidad importante en la evolución (o exhumación) que separe los procesos famatinianos de los pampeanos en la región estudiada.

Respecto a las relaciones entre las rocas del Grupo Las Aguadas (y del Complejo metamórfico Conlara) y otras unidades de la sierra de San Luis como la Formación San Luis y el Complejo metamórfico Pringles, claramente estas dos últimas unidades muestran registros de sedimentación más jóvenes que las anteriormente mencionadas (Sims et al. 1998, Drobe et al. 2009, Perón Orrillo et al. 2019).

Además de la correlación con la Formación Puncoviscana, dentro del Complejo metamórfico Conlara, Grosso Cepparo et al. (2007) y Ortiz Suárez et al. (2009) han interpretado que las Metamorfitas Las Higueras (Fig. 1) serían equivalentes a las rocas aquí estudiadas, y ambas a la Formación Tuclame, en las sierras de Córdoba, las edades más jóvenes de los circones detríticos dan valores de  $588 \pm 32$  Ma y  $648 \pm 22$  Ma para la Formación Tuclame (Schwartz y Gromet 2004), mientras que para las metamorfitas Las Higueras se han obtenido  $587 \pm 7$  Ma y  $631 \pm 15$  Ma (Steenken et al. 2006) o  $570$  y  $600$  Ma (Rapela et al. 2016). Asimismo, Martino et al. (2009) consideran que los esquistos bandeados de la Formación Tuclame serían equivalentes a las rocas analizadas en este trabajo, aunque si se analizan los valores P y T de las condiciones clímax obtenidos por dichos autores y por Baldo y Verdecchia (2004), se puede ver que, en el Grupo Las Aguadas, si bien las temperaturas son similares, las presiones son mayores, y

por lo tanto los gradientes menores.

Los esquistos bandeados han sido reconocidos y estudiados por varios autores en las sierras de Quilmes, Ambato, Aconquija y Ancasti, donde se ha determinado que gran parte de los procesos vinculados al clímax metamórfico son de edad famatiniana (Buttner et al. 2005, Luccasen et al. 2000, Larrovere et al. 2011, Cisterna et al. 2010), si bien pueden reconocerse edades pampeanas (Knüver y Miller 1981, Bachmann y Grauert 1987). En el Complejo metamórfico de Ancasti, el clímax metamórfico obtenido por Verdecchia et al. (2012), arroja valores de P y T similares a los aquí obtenidos para el Grupo Las Aguadas.

### Gradientes térmicos

El Grupo Las Aguadas, como parte del Complejo metamórfico Conlara, expone una secuencia predominantemente metasedimentaria clástica que posee registros de un metamorfismo monofásico donde se puede reconocer parte de las etapas progradada, clímax y retrógrada. Todos los datos paragenéticos y geotermobarométricos coinciden en que la evolución se desarrolla en un ambiente de baja a media presión y temperatura media.

Teniendo en cuenta los valores de gradiente térmico (G) determinados ( $28.8$  °C/km, con un valor de  $\delta = 2.8$  °C / km, Cuadro 3) y los obtenidos por Morosini et al. (2017) en la zona de Las Cañas ( $35.3$  °C / km), en litologías de la misma unidad, se puede considerar que el Grupo Las Aguadas marca un dominio con altos gradientes térmicos. Tradicionalmente, dichos gradientes se asignan a arcos volcánicos y zonas de extensión y adelgazamiento cortical (Yardley 1989). Por otra parte, sistemas con valores de gradiente térmico  $> 30$  °C / km indican un predominio de la conducción del calor en contextos que pueden estar impregnados por el magma, implican la extensión de la corteza, la cobertura térmica y/o subplacado del manto (Goscombe et al. 2005).

Interpretando la evolución metamórfica en un contexto extensional podría considerarse que esta extensión es previa al evento de deformación D3, para posteriormente pasar a una etapa compresiva (D3) que se reconoce por la cinemática de la deformación.

La información existente sobre las condiciones metamórficas del Complejo metamórfico Conlara indica variaciones desde alto grado, o facies anfíbolitas altas (López de Luchi et al. 2008), a medio grado (Llambías y Malvicini 1982). Estas variaciones se han descrito al oeste y sur de la localidad de San Martín (González Lucero 2009, Enríquez et al. 2015, Martínez et al. 2015). No se han reconocido minerales de media presión, y sí la presencia de andalucita (Grosso Cepparo

et al. 2007, Muñoz et al. 2014), hecho que sugiere que al menos parte del Complejo Metamórfico Conlara evolucionó en condiciones de baja presión / media a alta temperatura.

## CONCLUSIONES

El Complejo metamórfico Conlara posee al menos dos zonas metamórficas, una de facies anfibolitas medias y otra con migmatitas. En el primer caso ocupan un amplio sector ubicado en la parte nororiental de la sierra de San Luis, y que aquí se denomina Grupo Las Aguadas.

El Grupo Las Aguadas se define como una unidad caracterizada por una serie metasedimentaria predominantemente clástica, con escasas intercalaciones metaígneas, formada por esquistos cuarzo - plagioclasa biotíticos (en parte bandeados o con granate), esquistos cuarzo biotíticos con porfiroblastos de andalucita, esquistos plagioclasa – cuarzo – biotita hornbléndicos y granofelsitas cuarzo – epidoto hornbléndicas.

Las rocas metamórficas del Grupo Las Aguadas habrían experimentado un metamorfismo regional monofásico con posible evolución horaria, que en las condiciones clímax habría alcanzado una temperatura de  $620 \pm 28$  °C, una presión de  $0.59 \pm 0.1$  GPa. Las condiciones de T y P del clímax indican gradientes térmicos próximos a 28.8 °C/km y profundidades de 21.5 km.

La evolución metamórfica del Grupo Las Aguadas habría ocurrido en condiciones de media a alta temperatura / baja presión, y estas condiciones podrían ser extensivas a todo el Complejo metamórfico Conlara.

La deformación que registran las rocas del GLA sugiere la ocurrencia de cuatro fases, coincidiendo la tercera con el clímax metamórfico y asociada a una etapa compresiva que genera un plegamiento con vergencia al oeste.

Las condiciones metamórficas del Grupo Las Aguadas muestran similitudes con las de otros sectores de las Sierras Pampeanas como la Formación Tuclame, en la provincia de Córdoba y el Complejo metamórfico Ancasti en la de Catamarca.

## AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional de San Luis, mediante el Proyecto de Ciencia y Técnica N° 03-1818 "Estudios del Basamento y Sedimentitas Mesozoicas de la Provincia de San Luis". Al Dr. César Casquet por facilitar el uso del equipamiento de la Universidad Complutense de Madrid, España. Se agradece

también a los árbitros del trabajo Dra. Alina Guerreschi y Dr. Alfonso Sola por los comentarios realizados.

## REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C. y Fisher, D. 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*, Cambridge University Press, 289 p., Cambridge.
- Bachmann, G. y Grauert, B. 1987. Datación de metamorfismo basado en el análisis isotópico Rb/Sr en perfiles de pequeña sección de meta-sedimentos polimetamórficos en el noroeste argentino. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:17-20, San Miguel de Tucumán.
- Baldo, E.G.A. y Verdecchia, S.O. 2004. Los nódulos de cordierita-Na en los esquistos de la Formación Tuclame, Sierras Pampeanas de Córdoba. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 297-302, Río Cuarto.
- Baldo, E.G., Stoessel, N., Murra, J.A. y Dahlquist, J.A. 2008. Estructuras sedimentarias en los esquistos de la Formación Ancasti: reinterpretación de la evolución tectonotérmica. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 1481-1482, San Salvador de Jujuy.
- Brodtkorb, M. y Ametrano, S. 1981. Estudio mineralógico de la mina Los Cóndores, Prov. de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 259-271, San Luis.
- Buttner, S.H., Glodny, T. J. Lucassen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R. y Franz G. 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: Implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos* 83: 143-181.
- Candiani, J.C., Ulacco, H. y Ojeda, G. 2016. Hoja Geológica 3366-II Villa de Merlo, provincias de San Luis y Córdoba. Servicio Geológico Mineiro Argentino 415, 127p., Buenos Aires.
- Casquet, C., Dahlquist, J. A., Verdecchia, S. O., Baldo, E. G., Galindo, C., Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Morales, M. M., Murra, J. A. C. y Fanning, M. 2017. Review of the Cambrian Pampean orogeny of Argentina; a displaced orogen formerly attached to the Saldania Belt of South Africa? *Earth Science Reviews* 177: 209-225.
- Carmichael, D. M. 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 20: 244-267.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.
- Cathelineau, M. y Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244.
- Cisterna C. E., Mon R. y Mena R. 2010. Estructura interna de la franja migmatítica del núcleo cristalino de las Sierras Pampeanas septentrionales del noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (1): 66 - 79.

- Costa, C., Gardini, C. Ortiz Suárez, A., Chiesa, J. Ojeda, G. Rivarola, D. Strasser, E. Morla, P. Ulaco, J., Tognelli, G., Carugno Durán, A., Vinciguerra, H. y Sales, D. 2001. Hoja Geológica 3366-I San Francisco del Monte de Oro. Servicio Geológico Minero Argentino 278, 82 p., Buenos Aires.
- Costa, C., Ortíz Suárez, A., Miró, R.C., Chiesa, J., Gardini, C., Carugno, A., Ojeda, G., Guerstein, P., Tognelli, G., Morla, P. y Strasser, E. 2005. Hoja Geológica 3366-IV, Villa Mercedes, Servicio Geológico Minero Argentino 348, 100 p., Buenos Aires.
- Curtis, C.D., Hughes, C.R., Whiteman, J.A. y Whittle, C.K. 1985. Compositional variations within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. *Mineralogical Magazine* 49: 375-386.
- De Caritat, P., Hutcheon, I. y Walshe, J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals* 41 (2): 219-239.
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J. 1992. An introduction to the Rock Forming Minerals. 2nd Edition, Longman Scientific and Technical, 549 p., Londres.
- Delakowitz B., Holl I. R., Hack M., de Brodtkorb M. K. y Stark H. 1991. Geological and geochemical studies of the sierra del Morro - Oeste (San Luis Province, Argentina): Meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. *Journal of South American Earth Sciences* 4 (3): 189-200.
- Drobe, M. A., Lopez de Luchi, M.G., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Siegesmund, S. y Wemmer, K. 2009. Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera Oriental, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 239-262.
- Enríquez, E., González L., Zavaroni, G., Ortiz Suárez, A. y Muñoz B. 2015. Geología del basamento de la región Los Piquillines - San Martín, provincia de San Luis. 3º Simposio Petrología y Metalogénesis Asociada, Actas: 62-63, General Roca.
- Fernández Lima, J.C., Rinaldi, C.A, Radoszta, A.P., del Valle, R. y Lorefice, J.D. 1981. Geología y metalogénesis de las sierras de Tilisarao y La Estanzuela, Departamento Chacabuco, Prov. de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 605-621, San Luis.
- Foster, M. D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. United State Geological Survey Professional Paper 414 A 1-33.
- González Bonorino, F. 1950. Descripción geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi, provincia de Tucumán. Dirección Nacional de Minería 74, 78 p., Buenos Aires.
- González Lucero, L. 2009. Geología y Petrografía del basamento de la región comprendida entre Los Piquillines y el dique La Huertita. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 78 p., San Luis.
- González, O. E. 2008. Juan Rassmuss (1886-1971): Su Contribución a la Geología Argentina. En Aceñolaza F.G. (ed). Historia de la Geología Argentina I. Serie Correlación Geológica, 24: 137-150., San Miguel de Tucumán.
- González, R. 1957. Descripción geológica de la hoja 22g, Quines, provincia de San Luis. Dirección Nacional de Minería y Geología 87, 51 p., Buenos Aires.
- Goscombe, B., Gray, D., Carson, C., Groenewald, B. y Scrimgeour, I. 2005. Classification of metamorphic gradients and their utilization as indicators of tectonic regimes. Geological Society of Australia, Specialist Group in Tectonics and Structural Geology, Conference abstracts, Townsville.
- Grosso Cepparo, P., Ortiz Suárez, A. y Gómez Figueroa, J. 2007. Meta-morfitas Las Higueras. Sierra Pampeanas de San Luis, Argentina. 5º Congreso Uruguayo de Geología, Actas: 077, Montevideo.
- Hayes, J.B. 1970. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. *Clays and Clay Minerals* 18: 285-306.
- Hey, M. H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* 30: 277-292.
- Herron, M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research* 58 (5): 820-829.
- Higgins, M.D. 2000. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist* 85: 1105-1116.
- Holdaway, M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science* 271: 97-131.
- Icazzatti, F. 2003. Geología y petrología de la sierra de Tilisarao. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 83 p., San Luis.
- Jiang, W.T., Peacor, D. R. y Buseck, P. R. 1994. Chlorite geothermometry?--contamination and Apparent octahedral vacancies. *Clays and Clay Minerals* 42 (5): 593-605.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Geological Association of Canada and the Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Program with Abstracts 16: A62, Toronto.
- Knüver, M. y Miller, H., 1981. Ages of metamorphic and deformational events in sierra de Ancasti (Pampean Ranges, Argentina). *Geologische Rundschau* 70 (3): 1020-1029.
- Kranidiotis, P. y MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82: 1898-1911.
- Larrovere, M. A., de los Hoyos, C. R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M. y Belmar, M. 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: Characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 279-297.
- Lira, R. 2001. Las turmalinitas rítmicas de Los Piquillines y sus potenciales implicancias metalogenéticas, sierra de San Luis, Argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería. UNJu* 14 (1-2): 11-31.
- Llambías, E. y Malvicini, L. 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las sierras del Morro, los Morrillo y Yulto, Provincia



- de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37(1): 100-143.
- Llaneza, G. y Ortiz Suárez, A. 2000. Geología y petrografía del granito El Peñón (Provincia de San Luis) y su relación con el metamorfismo y la deformación. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (4): 639-643, Puerto Varas.
- López de Luchi, M. 1986. Geología y petrología del basamento de la sierra de San Luis al oeste del Tilisarao, región del batolito de Renca. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires (inédita), 374 p., Buenos Aires.
- López de Luchi, M. G. 2014. Petrología de diques lamprofíricos calcoalcalinos del NE de la sierra de San Luis. 19° Congreso Geológico Argentino. Actas S 21-29, Córdoba.
- López de Luchi, M.G. y Cerredo, M.E. 2001. Submagmatic and solid-state microstructures in La Tapera pluton. San Luis. Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial* 5: 121-126.
- López de Luchi, M. G., Cerredo, M. E., Siegesmund, S., Steenken, A. y Wemmer, K. 2003. Provenance and tectonic setting of the protoliths of the metamorphic complexes of sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 525-540.
- López de Luchi, M. Siegesmund, S. Wemmer, K. Steenken, A. y Naumann, R. 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 138-166.
- López de Luchi, M. G., Cerredo, M. E., Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y Martino R. D. 2008. The Conlara Metamorphic Complex: A pampean metamorphic event in the sierra de San Luis, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 28, San Salvador de Jujuy.
- López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., Steenken, A., Siegesmund, S., y Wemmer, K. 2009. Time constraints on the tectonic evolution of the pampean Conlara Metamorphic Complex, sierra de San Luis, Argentina. 14° Reunión de Tectónica, Actas: 72, Río Cuarto.
- López de Luchi, M.G., Iannizzotto, N., Martínez Dopico, C. y Cerredo, M.E. 2011. Tourmaline granites of the Conlara Metamorphic Complex, 18° Congreso Geológico Argentino, Actas S2, Neuquén.
- López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C. y Montenegro, T. 2019. Lamprofíros shoshoníticos (minettes) del noreste de la sierra de San Luis. 13° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis, Actas: 116-123, Córdoba.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wielke, H.G., Franz, G., Thirwall, Viramonte, J. y Wemmer, K. 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18°-26°S) – a mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 697-715.
- Maisterrena, E. 1984. Estudio del distrito pegmatítico en el extremo norte de la sierra de San Luis zona de Loma del Cercado y Los Chañares, en la provincia de San Luis. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 309 p., Buenos Aires.
- Mansilla, N., Mon, R. y Cisterna C. E. 2007. Do the layered schists of Cumbres Calchaquíes (NW Argentina Andes) represent mylonitic zones? *Acta Geológica Lilloana* 20 (1): 93 - 98.
- Martínez, A. L., Montenegro, T. y Higa L. 2015. Geología del basamento del borde nororiental del Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, Libertador General San Martín, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (4): 563-574.
- Martino, R.D., Guerreschi A.B. y Sfragulla J.A. 2009. Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of the northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 280-298.
- Methol, E. 1971. Descripción geológica de la hoja 22, Santa Rosa (provincias de Córdoba. y San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería 124, 74 p., Buenos Aires.
- Miyashiro, A. 1979. Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin, Ltd., 492 p., London.
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1996. Estructura del basamento Proterozoico y Paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51(1): 3-14.
- Montenegro, T., Martínez, A.L. e Higa, L. 2010a. La turmalinita del puestito El Gringo, departamento San Martín, provincia de San Luis. En: Coniglio, J., Demartis, M., Cristofolini E., Quenardelle, S., Montenegro, T., Poma, S., D'Eramo, F. y Pinotti, L. (eds.), *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología*, 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 117-122, Río Cuarto.
- Montenegro, T., Ortiz Suárez, A. y Martínez, A. 2010b. Edad y geoquímica del lamprófiro El Puesto, Las Aguadas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (2): 266-271.
- Morosini, A., Enriquez, E., Pagano D., Orozco, B., Ulacco, J., Tibaldi, A., Cristofolini, E., Muñoz, B., Ortiz Suárez, A., Montenegro, V., Sánchez, E., Icazatti, F., Gil, R., Crespo, E. y Ramos, G. 2019. Las Cañas plutonic complex: Geodynamic implications during the Famatinian magmatism in northeast of sierra de San Luis, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 93: 313-347.
- Muñoz B. L., Enríquez, E. y Ortiz Suárez, A. 2014. Geología y petrografía del sector de basamento ubicado al norte de la Mesilla del Cura, Provincia de San Luis. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas T 8-40, Córdoba.
- Orozco, B. A. y Ortiz Suárez, A. 2005. Los lamprófiros de la sierra de San Luis. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 585-590, La Plata.
- Ortiz Suárez, A. 1983. Geología y petrografía de los cuerpos ígneos menores ubicados al sur y sudoeste de Bajo de Veliz, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 76 p., San Luis.
- Ortiz Suárez, A. 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San

- Luis. Revista de la Asociación de Mineralogía Petrología y Sedimentología 19 (1-4): 13-24.
- Ortiz Suárez, A. 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51 (4): 321-330.
- Ortiz Suárez, A. 1999. Geología y Petrología del área de San Francisco del Monte de Oro, San Luis, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 259 p., San Luis.
- Ortiz Suárez, A. y Ulacco, H. 1999. Edad del complejo intrusivo de Rodeo Viejo, Provincia de San Luis. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 105, Salta.
- Ortiz Suárez, A. Ulacco, H. Zaccarini Garuti, F. y Garuti, G. 2001. Sperrylite from Sulfides of Las Cañas (sierra de San Luis): the second argentinian occurrence. 7° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 1: 169-172, Salta
- Ortiz Suárez, A., Grosso Cepparo, P., Gómez Figueroa, J., Erroz, M. y Montenegro, T., 2009. Geología del Basamento en el extremo noroeste de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (3): 481-492.
- Ortiz Suárez, A. Morosini, A., Ulacco, H., y Carugno Durán, A. 2012. Geología y geofísica del cuerpo máfico-ultramáfico Las Cañas, Provincia de San Luis. Serie Correlación Geológica 28 (2): 151-166.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J. 2005. Microtectonics. Springer, 289 p., Berlin.
- Pastore, F. y González, R. 1954. Descripción geológica de la hoja 23g, San Francisco (San Luis). Dirección Nacional de Minería y Geología 80, 61 p., Buenos Aires.
- Pattison, D.R.M. 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> triple point: Constraints from the Ballachulish Aureole, Scotland. Journal of Geology 100: 423-446.
- Pattison, D.R.M., Spear, F.S., DeBuhr, C.L., Cheney, J.T. y Guidotti, C.V. 2002. Thermodynamic modelling of the reaction muscovite + cordierite = Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + biotite + quartz + H<sub>2</sub>O: constraints from natural assemblages and implications for the metapelitic petrogenetic grid. Journal of Metamorphic Geology 20: 99-118.
- Perino, H. 1950. Estudio Geológico – petrográfico al noreste de la sierra de San Luis (al E del río Talita). Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 98 p., Córdoba.
- Perón Orrillo, J.M., Ortiz Suárez, A., Rivarola, D., Otamendi, J.E., Morosini, A., Romero, R., Leisen, M. y Barra, F. 2019. Depositional age and provenance in the San Luis Formation, Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence from detrital zircon studies. Journal of South American Earth Sciences 94: Article 102228.
- Powell, R., Holland, T. J. B. y Worley, B. 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. Journal of Metamorphic Geology 16: 577-588.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La formación San Luis. 1° Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas, Actas: 1, San Luis.
- Rapela, C.W. Verdecchia, S. O., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Baldo, E. G, Galindo, C., Murra, J., Dahlquist J. A. y Fanning. C. M. 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early. Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. Gondwana Research 32: 193-212.
- Roser, B.P. y Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. Journal of Geology 94: 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.
- Roquet, M. B. 2010. Mineralogía, geoquímica, tipología y relación con los granitoides de las pegmatitas del grupo Villa Praga – Las Lagunas, distrito Conlara, sierra de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 300 p., Córdoba.
- Sato, A., González, P. y Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4): 487-504.
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E. y Desmons, J. 2007. 1. How to name a metamorphic rock. En Fettes, D, y Desmons, J. (eds) Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, 3-15. Cambridge, 244 pages.
- Schwartz, J.J. y Gromet, L.P. 2004. Provenance of a late proterozoic-early Cambrian basin, sierras de Córdoba, Argentina. Precambrian Research 129: 1-21.
- Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R.D., Wemmer, K., López de Luchi, M.G., Frei, R., Presnyakov, S. y Guerreschi, A. 2010. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). International Journal of Earth Sciences 99: 1199-1226.
- Sims, J., Stuart-smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. 1:250.000 Scale Geological and Metallogenetic Maps. sierras de San Luis and Comechingones, Provinces of San Luis and Córdoba. Final report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine- Australia Cooperative Project. Australian Geological Survey Organization, 123 p., Buenos Aires.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publication 142: 256-281, London.
- Sosa, G., Augsburg, M. S. y Pedregosa, J. C. 2002. Columbite-group minerals from rare-metal granitic pegmatites of the sierra de San Luis, Argentina. European Journal of Mineralogy 14 (3): 627-636.
- Sosic, M. 1964. Descripción geológica de la hoja 24 H, sierra del Morro

- (provincia de San Luis). Dirección Nacional de Geología y Minería 95, 44 p., Buenos Aires.
- Spear, F.S. 1989. Petrologic determination of metamorphic P-T-t paths. En Spear F.S. y Peacock S.M. (eds). *Metamorphic pressure, temperature, time path. Short course in geology*. American Geophysical Union, 56 p., Washington.
- Steenken, A., Werner, K., López de Luchi, M.G., Siegesmund, S. y Pawlig, S. 2004. Crustal provenance and cooling of the basement complexes of the sierra de San Luis: an insight into the tectonic history of the proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7 (4): 1171-1195.
- Steenken, A., López de Luchi, M.G., Martino, R.D., Siegesmund, S. y Wemmer, K. 2005. SHRIMP dating of the El Peñón granite: a time marker at the turning point between the Pampean and Famatinian cycles within the Conlara Metamorphic Complex (sierra de San Luis; Argentina) En Llambías, E., de Barrio, R., González, P. y Leal, P. (eds). 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 889-896, La Plata.
- Steenken, A., Siegesmund, S., López de Luchi, M.G., Frei, R. y Wemmer, K. 2006. Neoproterozoic to early Palaeozoic events in the sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of Geological Society* 163: 965-982.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y López de Luchi, M.G., 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina), *Journal of South American Earth Sciences* 25 (3): 336-358.
- Ulacco, H. J. 1992. Características geológicas, estructurales y metalogénicas del distrito plumbo-cincífero Las Aguadas, Provincia de San Luis. 1° Reunión de Mineralogía y Metalogénia y 1° Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Actas: 333-346, La Plata
- Ulacco, J.H. y Ramos, G.A. 2001. Geología, geoquímica y geocronología del granito Los Alanices, San Luis, Argentina. 4° Congreso Geológico Minero de la Sociedad Cubana de Geología, Actas en CDRom, La Habana.
- Urgo, M. 2004. Geología y Petrografía del sur de la sierra de la Estanzuela. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 52 p., San Luis.
- Verdecchia, S. O. Reche, J., Baldo, E. G., Segovia-Díaz, E. y Martínez, F. J. 2012. Staurolite porphyroblast controls on local bulk compositional and microstructural changes during decompression of a St-Bt-Gr-Crd-And schist (Ancasti metamorphic complex, Sierras Pampeanas, W Argentina). *Journal of Metamorphic Geology* 31(2): 131-146.
- Vernon, R. H. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 p., Cambridge.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural Evolution of the sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-andean Margin of Gondwana. En Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 235-258, London.
- Whitmeyer, S.J. y Simpson, C. 2004. Regional deformation of the sierra de San Luis, Argentina: implications for the Paleozoic development of western Gondwana. *Tectonics* 23 (1) TC 1005:1-16.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Willner, A. 1990. División tectonometamórfica del basamento del Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F., Miller, H., Toselli, A. J. (eds), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Serie Correlación Geológica 4: 113-159.
- Wimmenauer, W. 1984. *Das prae variszische Kristallin im Schwarzwald*. Fortschritte der Mineralogie 62:69-86.
- Witkowski, N., Cortona, O., Demartis, M., Coniglio, J., Ortiz Suárez, A., Agote, F., Vallejos, G., Poggi, L., D'Eramo, F. y Pinotti, L. 2015. Pegmatitas graníticas y granitos asociados en cercanías de Las Aguadas. Grupo San Martín-Cautana, distrito Conlara, sierra de San Luis. 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Actas: 166-167, General Roca.
- Wul, J. G., López de Luchi, M. G. y Montenegro, T. F. 2017. Cristaloquímica de feldespato y muscovita de pegmatitas del grupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, San Luis. Relación con mineralizaciones de Nb-Ta/Sn-Li. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (4): 497-510.
- Xie, X., Byerly, G.R. y Ferrell, R.E. 1997. Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126: 275-291.
- Yardley, B. W. D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. 248 p, Harlow: Longman, New York.
- Zane, A. y Weiss, Z. 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Fische Accademia Lincei*. 9 (1): 51-56.