

Caracterización mineralógica, microestructural e historia posdeposicional de la Formación La Aguadita, Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina

Gilda Collo^{1,*}, Margarita Do Campo² y Ricardo A. Astini¹

¹ Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Universidad Nacional de Córdoba, Avenida Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA Córdoba, Argentina.

² Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Universidad de Buenos Aires, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

* gildacollo@efn.uncor.edu

RESUMEN

La Formación La Aguadita aflora en la zona central del Sistema de Famatina (28°39'S), antepaís andino de Argentina, y es interpretada como producto de sedimentación sinorogénica en una cuenca de retroarco desarrollada en el margen occidental de Gondwana durante el Ordovícico. Esta unidad, considerada inicialmente por varios autores como parte de un complejo metamórfico de edad pampeana (Cámbrico Temprano), ha sido recientemente reubicada en el Ordovícico Medio a partir de dataciones U-Pb mediante microsonda iónica sobre circones detríticos. La Formación La Aguadita se compone de dos miembros informales; el miembro inferior consiste en metaarcosas gruesas que presentan una textura clástica a blastosamítica, con granos de cuarzo y feldespato milimétricos rodeados por escasa matriz, mientras que el miembro superior está constituido predominantemente por metapelitas con intercalación de meta-grauvacas muy delgadas. Los análisis petrológicos, mineralógicos (DRX) y texturales realizados en metapelitas y metaareniscas de la localidad de Loma de las Damas, indican que las rocas fueron afectadas por un episodio metamórfico principal de muy bajo grado de carácter regional, en el que la blástesis mineral es contemporánea con el desarrollo del clivaje S_1 . El estudio por difracción de rayos X de la fracción tamaño arcilla indica que la illita es el principal mineral formado durante este episodio, acompañada por clorita poco abundante. Por su parte, los estudios petrográficos indican procesos de recristalización de cuarzo y feldespato. La medición del índice de Kübler en las metapelitas ($IK=0.25-0.40 \Delta^{\circ}2\theta$) indica que este episodio tectonometamórfico de muy bajo grado se desarrolló en el campo de la anquizona, con temperaturas estimadas entre 200 y 300 °C y a profundidades entre 6.5 y 10 km. La blástesis de epidota y clorita en rocas de grano más grueso, así como sus relaciones texturales, permiten definir un episodio de alteración hidrotermal de tipo propilitica que tuvo lugar con posterioridad al evento tectonometamórfico principal. En la fracción tamaño arcilla de las rocas de grano fino, además de la illita y clorita arriba mencionadas, se identificaron esmectita, bertierina, vermiculita e interestratificados illita/esmectita y clorita/vermiculita. Este último conjunto de minerales es incompatible tanto con un metamorfismo de grado anquizona como con las temperaturas estimadas para el desarrollo de la asociación de clorita y epidota en las rocas de grano grueso. Su génesis se atribuye a un episodio de retrodiagénesis que puede vincularse con la etapa póstuma de la alteración hidrotermal o bien constituir un episodio posterior resultante de la interacción de las rocas con aguas meteóricas.

Palabras clave: metamorfismo de muy bajo grado, mineralogía de arcillas, diagénesis retrógrada, bertierina, Ordovícico, Sistema de Famatina, Argentina.

ABSTRACT

The La Aguadita Formation crops out in the core of the Famatina Range (28°39'S) in the southern Central Andes and is interpreted as a relict of a synorogenic Ordovician clastic wedge developed in the retroarc of a collisional-subduction margin built along western Gondwana. This unit, formerly included within the Pampean (Early Cambrian) metamorphic complex, was recently attributed to the middle Ordovician on the basis of U-Pb SHRIMP dating on detrital zircons. La Aguadita Formation comprises two informal members, the lower one is composed of metarkoses with clastic to blastosammitic textures, whereas the upper member consists of metapelites with subordinated thin-bedded metagraywackes. Mineralogical (XRD) and petrological analyses carried out for the rocks outcropping in Loma de Las Damas indicate that La Aguadita Formation underwent an incipient regional metamorphic event, in which the mineral blastesis was synchronous with the development of the S_1 cleavage. According to the XRD study of the $<2 \mu\text{m}$ fraction, the main mineral formed during this event was illite, with subordinate chlorite. Besides, the petrographic study evidences recrystallization processes in quartz and feldespatite. The values obtained for the Kübler index of the metapelites correspond entirely to the anchizone ($IK = 0.25-0.40 \Delta^2\theta$), indicating that the main tectono-metamorphic event took place at temperatures around 200–300 °C and depths of 6.5 to 10 km. The existence of blastic epidote and chlorite in some metarkoses and metagraywackes, together with their textural relationships denote a propylitic hydrothermal alteration episode that postdates the main tectono-thermal episode. The clay fraction of the metapelites contains—in addition to the main phyllosilicates—smectite, berthierine, vermiculite, and I/S and Chl/Vm mixed-layered minerals. This group of phyllosilicates is incompatible not only with the grade established for the main metamorphic event, but also with the temperatures estimated for the epidote + chlorite assemblage developed during the hydrothermal alteration. They are interpreted as the result of a retrograde diagenesis episode prompted by low-temperature, late-stage hydrothermal fluids or by the interaction between rocks and groundwater after uplift.

Key words: low-grade metamorphism, clay minerals, retrograde diagenesis, berthierine, Ordovician, Famatina System, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La Formación La Aguadita fue definida por Durand *et al.* (1992) para agrupar un conjunto de rocas metasedimentarias aflorantes en la zona central del Sistema de Famatina, ubicada en el antepaís andino de Argentina (Figura 1a). Esta unidad fue interpretada por Durand y Aceñolaza (1990), Durand *et al.* (1992), Durand *et al.* (1994) y Rossi *et al.* (1997) como producto de corrientes de turbidez de baja densidad y estos autores le atribuyeron una edad proterozoica superior–cámbrica inferior basándose en su contenido de trazas fósiles (*Planolites* sp. y *Palluela* sp.), que consideraron comparable con el que caracteriza al Ediacariano (véase Ogg, 2004) de la Plataforma Rusa. Durand y Aceñolaza (1990), Durand *et al.* (1992), Durand *et al.* (1994) y Rossi *et al.* (1997) la consideraron parte de un complejo metamórfico pampeano (Cámbrico Temprano), correlacionándola con la Formación Puncoviscana aflorante en el noroeste argentino. Sin embargo, recientes dataciones U-Pb realizadas mediante microsonda iónica de alta resolución (SHRIMP) sobre circones detríticos de esta Formación (Astini *et al.*, 2003; Loma de las Damas, zona de Angulos, Figura 2a), indican que la misma no puede ser más antigua que 480 Ma. Estos datos permiten reubicarla en el Ordovícico Medio y posiblemente Superior, dado que la datación fue realizada sobre circones detríticos que derivarían de los granitoides famatinianos que para esa

época habrían estado, al menos, parcialmente exhumados. A partir de esta reubicación temporal, la Formación La Aguadita ha sido vinculada con sedimentación sinorogénica en una cuenca de retroarco desarrollada durante ese período en el Sistema de Famatina (Astini y Dávila, 2004; Astini *et al.*, 2004). Otra unidad que previamente fue correlacionada con la Formación Puncoviscana es la Formación La Cébila (Rossi *et al.*, 1997), la cual, de acuerdo a recientes dataciones sobre circones detríticos (Finney *et al.*, 2003), se habría depositado durante el Ordovícico Medio a Superior. Basándose en estas nuevas dataciones, Astini *et al.* (2004) sugirieron que estas metasedimentitas se habrían depositado en la misma cuenca de antepaís de retroarco que aquella en la cual se depositó la Formación La Aguadita.

El área fuente de la Formación La Aguadita habría estado ubicada hacia el oeste y sería el resultado de un episodio de denudación tectónica que habría producido un rápido destechado de los granitos del arco continental del Ordovícico Temprano. Este episodio posiblemente haya estado vinculado con la acreción del terreno de la Precordillera en el margen occidental de Gondwana (Astini *et al.*, 2004).

En contribuciones anteriores se han presentado análisis sedimentológicos y estratigráficos de detalle (Astini *et al.*, 2004) y se ha descrito el estilo deformacional de esta unidad, así como las foliaciones presentes (Dávila, 2003). Sin embargo, resta definir la relación de estos últimos

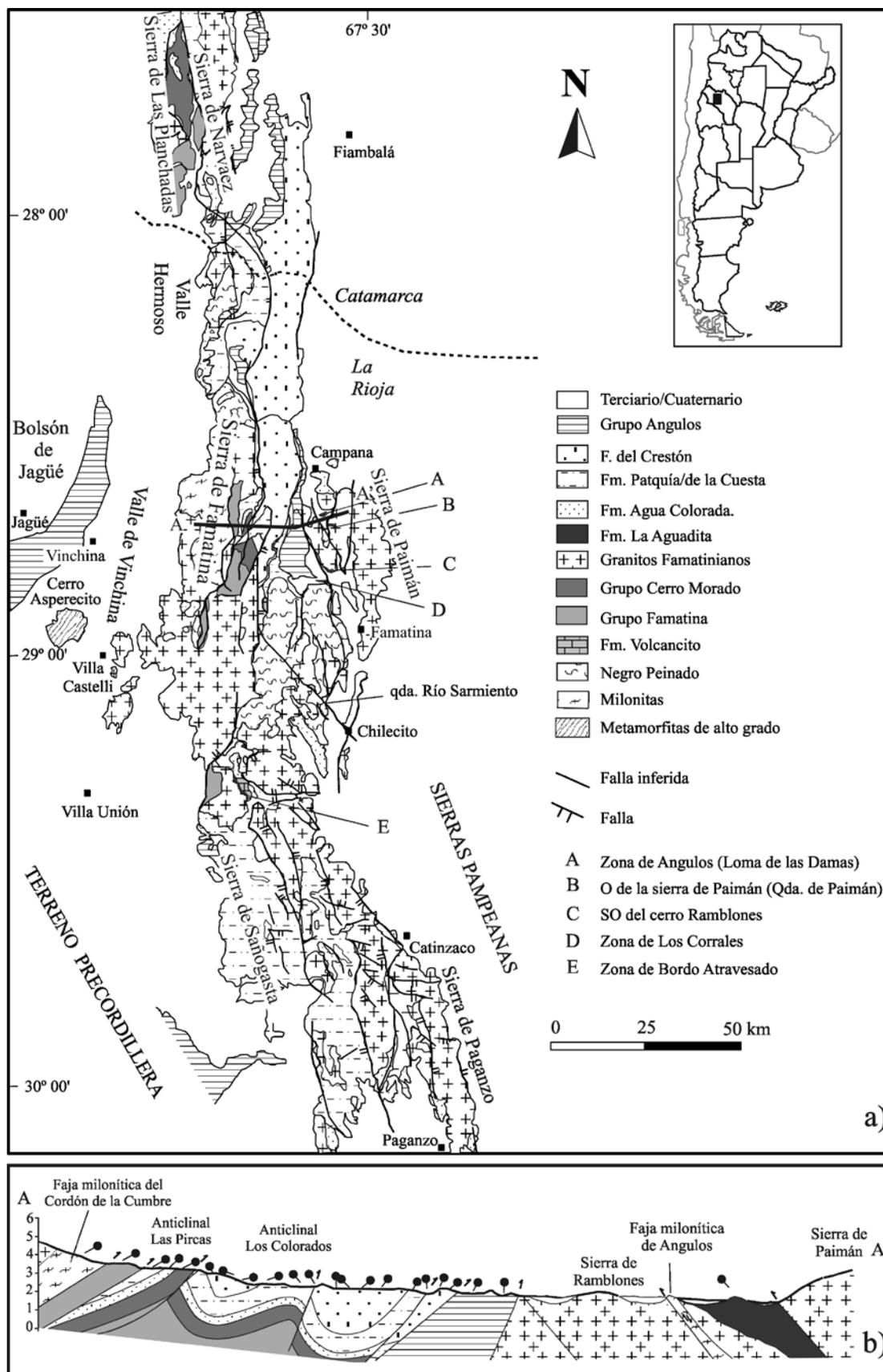


Figura 1. a: Mapa geológico regional del Sistema de Famatina. Se indican los afloramientos asignados por Durand *et al.* (1992) a la Formación La Aguadita. b: Sección geológica (A–A') modificada de Astini y Dávila (2004).

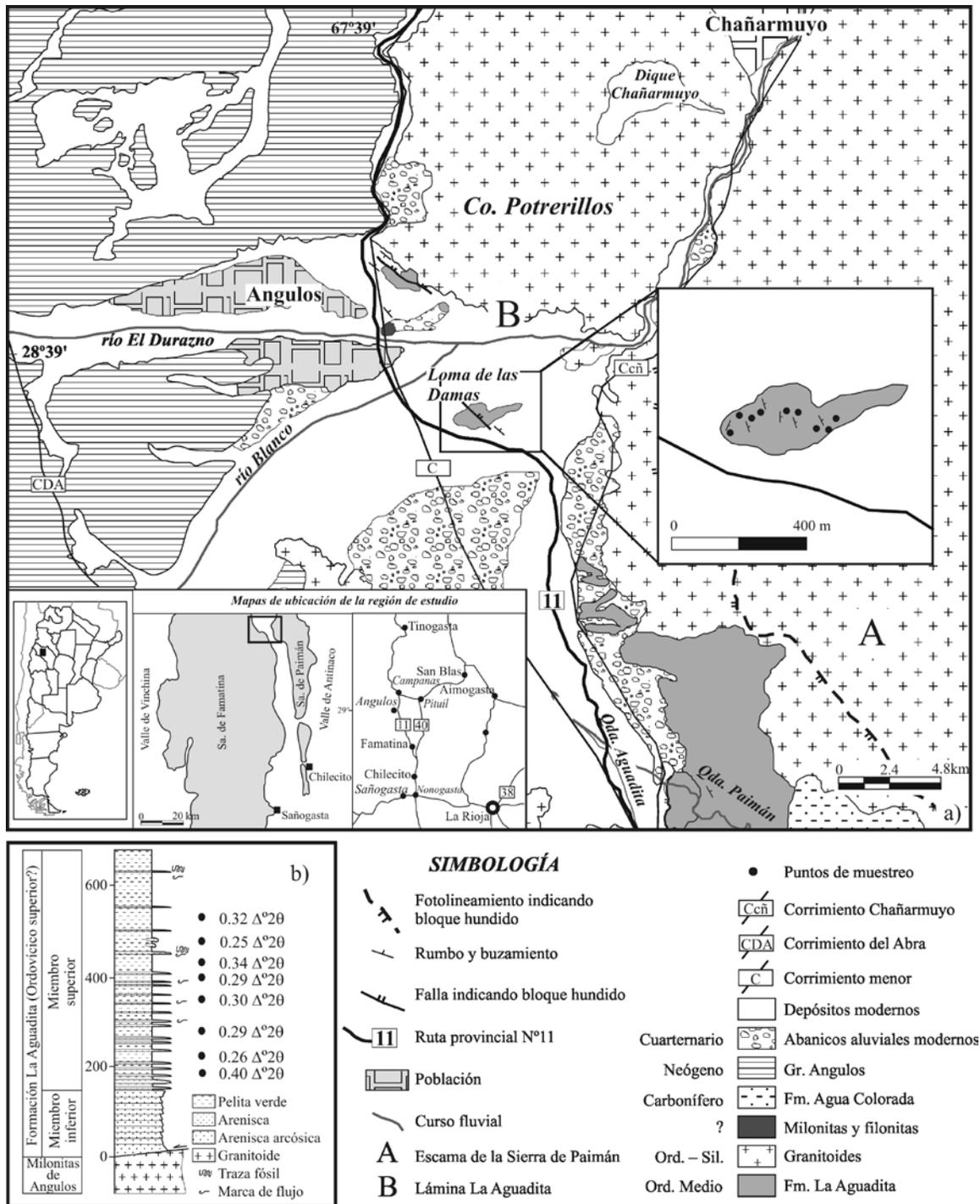


Figura 2. a: Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de Dávila, 2001). El recuadro muestra un detalle del afloramiento de Loma de las Damas. En cada punto de muestreo se indican las orientaciones de rumbo y buzamiento y los valores de IK ($\Delta^{\circ}20$). b: Columna sedimentaria de la Formación La Aguadita.

caracteres con procesos metamórfico-deformacionales, y establecer las condiciones de presión y temperatura para dichos procesos. El objetivo de este estudio es caracterizar, a partir de estudios petrográficos, análisis mineralógicos de la roca total y de la fracción arcillosa, y mediante la medición del índice de Kübler (IK) los eventos a los que estuvieron

sometidas las rocas de la Formación La Aguadita a lo largo de su historia posdeposicional. Con esta metodología se busca establecer criterios que permitan diferenciar las unidades afectadas por soterramiento profundo y/o metamorfismo de bajo grado en la región del Famatina, así como correlacionar afloramientos sin continuidad lateral de un modo más rigu-

roso. Esto constituiría un avance en la comprensión de la evolución geológica del Sistema de Famatina, y por lo tanto del margen occidental de Gondwana, entre el Ordovícico Medio–Superior y el Carbonífero.

MARCO GEOLÓGICO

El Sistema de Famatina se extiende por aproximadamente 400 km en sentido N-S desde los $\sim 27^\circ$ a los 31° de latitud S, y se desarrolla en el segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales del sur (Barazangi e Isacks, 1976). Este Sistema constituye la cadena de montañas más elevada de la región andina de antepaís de retroarco, ubicada en una región estructuralmente compleja, con el basamento involucrado en la deformación (*thick-skinned*). Su estratigrafía se compone principalmente de rocas del Paleozoico inferior y superior y una espesa sucesión sinorogénica cenozoica. La información bioestratigráfica y geocronológica indica que la Formación La Aguadita se depositó con posterioridad a las unidades ordovícicas que conforman los Grupos Famatina y Cerro Morado, los cuales representan la transición de un margen pasivo a cuencas de retroarco e interarco (Brussa *et al.*, 2003, Astini, 2003). Dado que la Formación La Aguadita aflora en su mayor parte en forma aislada, no se han podido establecer relaciones estratigráficas de campo entre esta unidad y las infrayacentes.

La zona de Angulos presenta una serie de afloramientos pequeños (entre 100 y 400 metros de extensión) correspondientes a la Formación La Aguadita, rodeados por cubierta moderna. El afloramiento de Loma de las Damas, ubicado al sureste de la localidad de Angulos (Figura 2a), al sur de la unión de los ríos El Durazno y Blanco y al este de la ruta provincial N.º 11 (Lat $28^\circ 39' 46''$ S; Long $67^\circ 38' 01''$ O), es uno de los que presentan las características sedimentarias mejor preservadas. Está constituido por una secuencia grano- y estratodecreciente de coloración verdosa, en la que Dávila (2003) y Astini *et al.* (2004) definieron dos miembros informales (Figura 2b). El miembro inferior (150 m) está compuesto por metaarcosas gruesas de aproximadamente un metro de espesor, mientras que el miembro superior está constituido predominantemente por metapelitas, con intercalación de bancos de metagrauvas muy delgadas (Figura 3a). Constituyen una secuencia normal de rumbo general NNO y buzamiento en alto ángulo al este, afectada por un plegamiento de clase 2, que puede llegar a clase 3 (Ramsay y Huber, 1987) en las litologías más finas. El afloramiento forma parte de la escama del valle La Aguadita, que se encuentra entre el corrimiento Chañarmuyo hacia el este y un corrimiento menor hacia el oeste (Dávila, 2003; Figura 2a). El corrimiento Chañarmuyo pone por encima de la escama del valle La Aguadita a la escama de Paimán, constituida principalmente por los granitoides de Paimán y un pequeño afloramiento de rocas metamórficas de bajo grado, sobre las cuales se apoya en discordancia la Formación Agua Colorada. Hacia el oeste de Loma de las Damas aflora

la faja milonítica normal de Angulos (Dávila, 2001), para la que se infiere una posición subyacente con respecto a la Formación La Aguadita (Figuras 1a y 2b).

METODOLOGÍA

Muestreo y tratamiento de las muestras

Se recolectaron muestras en nueve puntos a lo largo de un perfil de dirección oeste–este, perpendicular al rumbo general del afloramiento, ubicando cada sitio con coordenadas GPS (Figura 2a). El primer punto del perfil corresponde al miembro inferior de metaarcosa, mientras que los ocho restantes pertenecen al miembro superior. En los puntos correspondientes al miembro superior se tomaron muestras tanto de los niveles de metagrauvas como de los de metapelitas, con el fin de comparar la evolución de cada una de las litologías.

Las tres litologías dominantes fueron analizadas mediante microscopio óptico de transmisión, lupa binocular, y difracción de rayos X (DRX), para lo cual se realizaron cortes delgados orientados y normales, y los preparados adecuados para cada análisis de difracción de rayos X. Las muestras de metaarcosa y metagrauvas fueron analizadas mediante difracción de rayos X (método de polvo), para lo cual las rocas fueron reducidas a polvo con un mortero de ágata. Para las muestras de metapelitas se separó la fracción con tamaño de arcilla ($< 2 \mu\text{m}$) siguiendo las recomendaciones de Kisch (1991) y Moore y Reynolds (1997) para realizar el estudio de los minerales del grupo de las arcillas sobre agregados orientados y la medición del índice de Kübler (Kübler, 1968; Guggenheim *et al.*, 2002).

Difracción de Rayos X

Los análisis de DRX de polvo de las rocas de grano más grueso se realizaron en un difractómetro Rigaku modelo MiniFlex de la Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad Nacional de Córdoba, empleándose radiación de Cu y filtro de Ni, a 30 kV, 15 mA y con una velocidad de barrido de $1^\circ/\text{min}$. entre 4 y $60^\circ 2\theta$.

La mineralogía de la fracción arcillosa de las metapelitas fue estudiada en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) con un difractómetro Philips PW1050. Se obtuvieron difractogramas entre 3 y $50^\circ 2\theta$ de los agregados orientados (a.o.) secados al aire, y entre 3 y $30^\circ 2\theta$ de los a.o. tratados con etilenglicol durante 12 horas a 60°C y después de calentados a 500°C durante 4 horas. Las condiciones de las corridas fueron 50 kV y 30 mA, a una velocidad de $1^\circ/\text{min}$. En las muestras que lo requirieron se realizaron además análisis de la muestra calentada a 300°C durante una hora, procedimiento que permite identificar vermiculita en presencia de clorita (Moore y Reynolds, 1997).

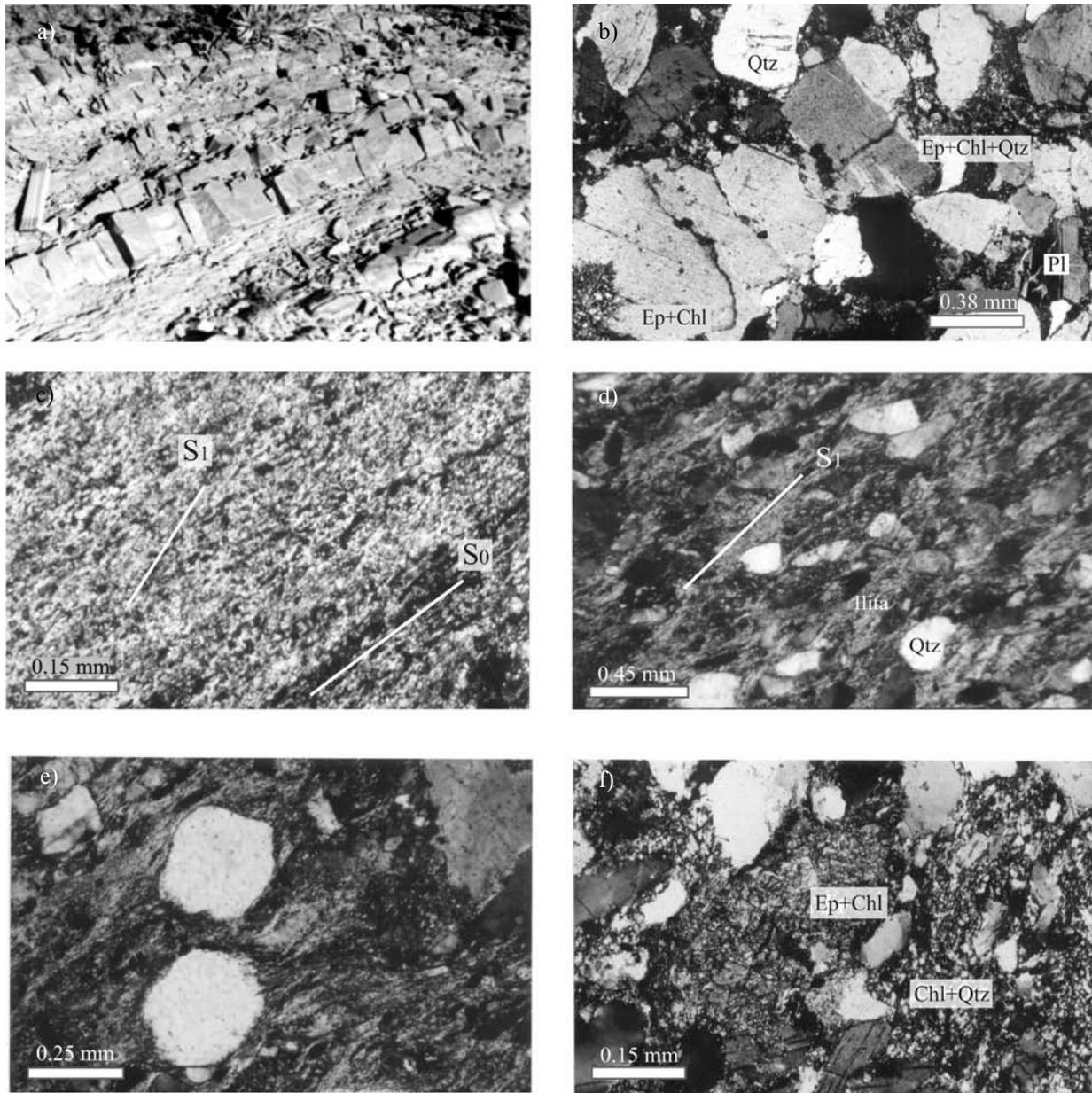


Figura 3. a: Afloramiento del miembro superior de la Formación La Aguadita en el que alternan bancos decimétricos de metaarenisca y metapelita. b: Fotomicrografía de una metaarcosa del miembro inferior que presenta textura clástica a blastosamítica con escasa matriz, fenómenos de disolución por presión y clastos feldespáticos fracturados. En el margen inferior izquierdo se observa como la clorita y la epidota, generadas por la alteración hidrotermal, se desarrollan a expensas de un cristal de plagioclasa. c: Fotomicrografía de una metapelita en la que se señala la variación granulométrica-composicional correspondiente a la foliación S_0 , y la orientación de los filosilicatos neoformados que definen el S_1 secundario. d: Fotomicrografía de una metagauvaca en la que se observan los cristales de cuarzo y feldespato rodeados por una matriz cuarzo-micácea que en conjunto generan una textura blastopsamítica a granolepidoblástica que define la foliación S_1 . e: Detalle de la foto anterior en la que se pueden observar cristales de cuarzo en los cuales los bordes perpendiculares a la foliación presentan evidencias de haber sido afectados por disolución-re cristalización. Se observa además cómo la matriz filosilicática envuelve a los granos mayores. f: Fotomicrografía de una metaarcosa intensamente modificada por los procesos de alteración hidrotermal.

Para poder convertir las mediciones del IK a la escala internacional (*Crystallinity Index Standard*, CIS), propuesta por Warr y Rice (1994), se trataron los patrones suministrados por dichos autores siguiendo los mismos procedimientos que se emplearon para tratar las muestras problema (Kisch, 1991). Con los valores de IK obtenidos para los patrones

se calculó la ecuación de regresión para el difractor utilizado ($CIS = 1.151x + 0.0071 \Delta^{\circ}2\theta$, $R: 0.9963$). En la escala CIS, los límites inferior y superior de la anquizona son respectivamente 0.42 y 0.25 $\Delta^{\circ}2\theta$. Se realizaron cuatro mediciones del IK para cada muestra, dos sobre el preparado original y dos sobre el duplicado. Las corridas para

la medición del IK se realizaron a 40 kV y 30 mA, a una velocidad de 0.5°/min. entre 7.5 y 10 °2θ.

PETROGRAFÍA

En el miembro inferior, las metaarcosas presentan una textura clástica (granosoportada) a blastosamítica con granos de cuarzo y feldespato milimétricos rodeados por una matriz muy escasa, formada por mica blanca de grano fino y abundantes opacos (Figura 3b). Los granos de cuarzo presentan extinción ondulosa, subgranos y evidencias de procesos de disolución por presión (*e.g.*, bordes suturados en cuarzo), con minerales insolubles (opacos) dispuestos sobre algunas superficies de disolución. Los granos de plagioclasa son muy abundantes y por lo general están fracturados. También se observaron granos subredondeados de epidota detrítica y cristales muy pequeños de allanita generando halos pleocroicos en cloritas detríticas. En esta roca no se observan foliaciones microscópicas claras.

En el miembro superior, las metapelitas son de grano muy fino con un bandeo centimétrico generado por la alternancia de capas arcillosas y limo-arcillosas, que reflejan el S_0 sedimentario (Figura 3c). Están compuestas por mica blanca de grano fino, clorita, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y opacos, que en su conjunto definen un clivaje suave (*cf.* Passchier y Trouw, 1998). Los filosilicatos neoformados se disponen rodeando a los granos mayores, de tal forma que sus planos (001) se orientan paralelamente, definiendo la foliación metamórfica S_1 oblicua a subparalela a S_0 . En ocasiones se disponen sobre las superficies de disolución de granos. Los granos de mayor tamaño presentan extinción ondulosa, bordes difusos, subgranos y, en general, se orientan con su eje mayor paralelo al S_1 metamórfico. También aparecen cristales de moscovita detrítica de mayor tamaño, con la cara (001) orientada paralelamente al S_0 , en ocasiones plegadas y con extinción ondulosa.

Por su parte, las metagrauvas que se intercalan en el miembro superior son de grano fino con textura blastosamítica a granolepidoblástica y clivaje grosero (Figura 3d). Presentan un bandeo composicional-granulométrico primario (S_0), en el que alternan bandas milimétricas ricas en granos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y epidota rodeados por una matriz cuarzo-micácea, con bandas predominantemente filosilicáticas. Los cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico están alargados y orientados de manera que, junto a los filosilicatos neoformados, definen el S_1 . Estos cristales presentan los límites de granos paralelos al S_1 limpios, mientras que los bordes perpendiculares a dicha foliación son difusos y con desarrollo de barbas y sombras de presión de moscovita, clorita y cuarzo, característicos de procesos de disolución-recristalización (Figura 3e). Los granos de cuarzo tienen extinción ondulante y presentan subgranos, ambos producto de dislocaciones o microfracturas que distorsionan la red cristalina (Hatcher, 1995). El feldespato potásico generalmente está alterado

a mica blanca de grano fino. La matriz está recrystalizada, los cristales de cuarzo presentan bordes suturados mientras que los filosilicatos están orientados con la cara (001) paralela a la foliación metamórfica. En ocasiones presentan microfracturas de carácter extensional con recrystalización de illita en los planos.

Algunas de las metaarcosas y la mayor parte de las metagrauvas más delgadas presentan epidota blástica, la misma puede aparecer formando cristales tabulares de grano fino o en agregados de 1.5 mm de diámetro, con forma de esponja, que reemplazan a plagioclasa detrítica. La epidota blástica también puede presentarse asociada a clorita de hábito radial o anhedral, con calcita (0.15 mm) anhedral a subhedral y con piritita (Figuras 3b y 3f). Tanto la asociación de minerales como la textura que presentan son características de alteración hidrotermal penetrante de tipo propilítico. En todas las litologías aparecen apatita y circón como minerales accesorios.

Los análisis de campo junto con los estudios petrográficos permitieron definir para las rocas de la localidad de Loma de las Damas tres foliaciones. La primera es una foliación primaria (S_0) orientada con rumbo NNO y buzante con alto ángulo al este, producto de la sedimentación de la secuencia, definida por la alternancia de capas arenosas y pelíticas que representan variaciones granulométricas y composicionales. En las metapelitas, esta alternancia está representada por las bandas arcillosas y limo-arcillosas, mientras que en las metagrauvas la alternancia es predominantemente composicional con bandas ricas en filosilicatos y capas en las que éstos están subordinados a los granos de cuarzo y feldespato. El S_0 no es evidente en las metaarcosas, ya que éstas presentan una textura masiva. La foliación S_0 también se evidencia en la dirección de las estructuras sedimentarias primarias, tales como laminación paralela, laminación cruzada y microgradaciones.

Al S_0 se sobreimpone una foliación secundaria S_1 subparalela a oblicua a la primera (N5/54E). En el afloramiento, esta foliación se observa como un clivaje de fractura con orientación N-S buzando al este, que se refracta al pasar de una litología a la otra. Al microscopio, esta foliación se define por la orientación de la cara (001) de los filosilicatos neoformados y la orientación del eje mayor de los granos de cuarzo y feldespato.

El plano S_1 es producto de la rotación mecánica y deformación de minerales detríticos y de procesos de disolución por presión y disolución-recristalización. Estos procesos transforman a los minerales primarios de la roca sedimentaria en una matriz de grano fino orientada paralelamente a la foliación metamórfica (dominio P; Knipe, 1981) que envuelve a un conjunto de granos detríticos modificados y a filosilicatos cuya orientación paralela a la foliación S_1 no es tan marcada (dominio Q).

En las metapelitas se distingue, superpuesto al S_1 , un S_2 de crenulación, de desarrollo local, definido por el plano axial de los pliegues que forman los filosilicatos rotados.

Tabla 1. Mineralogía de metaarcosas del miembro inferior (CH17, CH33) y areniscas del miembro superior (LD6a, LD9a) establecida mediante DRX.

Muestra	Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato potásico	Epidota	Illita	Clorita	Esmectita
LD6a	A	E	-	ME	E	E	ME
LD9a	MA	ME	ME	ME	-	ME	ME
CH17	A	E	ME	E	-	PA	-
CH33	A	ME	-	E	-	PA	-

MA: muy abundante (100–75%); A: abundante (74–50%); PA: poco abundante (49–25%); E: escaso (24–11%); ME: muy escaso (10–0%).

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

Los análisis de difracción de rayos X realizados en muestras de metaarcosa del miembro inferior indican que esta roca tiene como componentes mayoritarios cuarzo, clorita, epidota, plagioclasa y feldespato potásico. En algunas muestras está presente la mica dioctaédrica en bajas proporciones, mientras que en otras está totalmente ausente (muestras CH17 y CH33, Tabla 1). En las metagrauvacas del miembro superior se identificaron, mediante el mismo método, cuarzo, clorita, mica dioctaédrica, epidota, plagioclasa, feldespato potásico y esmectita (muestras LD6a y LD9a, Tabla 1).

La composición mineralógica de la fracción arcillosa (<2 µm) de las metapelitas fue determinada mediante el estudio de agregados orientados por DRX. En todas las muestras la illita es el filosilicato predominante al que se asocian, según los casos, esmectita, clorita, vermiculita, bertierina, interestratificados illita/esmectita (I/S), moscovita/clorita (Ms/Chl) y clorita/vermiculita (Chl/Vm) (Tabla 2). El conjunto de minerales presente en cada muestra no necesariamente representa una asociación de equilibrio. La identificación precisa de algunos de estos minerales resulta dificultosa debido a su escasez en la fracción <2 µm. La fracción de minerales no arcillosos que acompaña a estos filosilicatos esta compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico.

La illita se identificó por sus reflexiones características, ubicadas en 10 Å, 5 Å y 3.3 Å, que no se modifican al glicolar ni al calcinar el preparado. La esmectita está presente en bajas proporciones en la mayor parte de las muestras. Este mineral presenta una reflexión a aproximadamente 14 Å en muestras secadas al aire que se desplaza a 17 Å al

glicolar y desaparece luego de la calcinación (Figura 4a y b). La aparición en algunos casos de una reflexión a 12.6 Å que expande hasta (14.6 Å) al glicolar, indica la presencia de un interestratificado I/S.

Algunas muestras contienen clorita y/o vermiculita, mientras que en otras se identificaron interestratificados de clorita con diferentes tipos de capas. La clorita presenta una serie de reflexiones basales (14 Å, 7 Å, 4.7 Å y 3.5 Å) que no se modifican al glicolar y que al calentar se vuelven menos intensas y en ocasiones desaparecen (Figura 4b). En una de las muestras se identificó un filosilicato trioctaédrico con estructura de tipo serpentina (7 Å), probablemente bertierina, que presenta reflexiones en 7.2 Å, 4.8 Å y 3.5 Å que no se modifican al glicolar y desaparecen al calentar la muestra. Este filosilicato se diferencia de la clorita por la ausencia de las reflexiones ubicadas a 14 Å y 4.7 Å. La presencia de vermiculita (14.2 Å, 7.2 Å y 3.5 Å) en una de las muestras se evidenció por el aumento en la intensidad de la reflexión a 10 Å luego del calentamiento de la misma a 300 °C durante 1 hora, tratamiento que produce el colapso de la vermiculita a 10 Å, mientras que no afecta a la clorita.

En otro grupo de muestras, además de clorita, aparece un interestratificado Chl/Vm (Figura 4b). Este interestratificado tiene las mismas reflexiones que la clorita en los diagramas de la muestra secada al aire y glicolada, pero presenta una reflexión cercana a los 7 °2θ (12 Å) luego de calentar la muestra a 500 °C durante 4 horas. Esta reflexión corresponde al (002) del interestratificado, que resulta del colapso de la vermiculita a 10 Å y la persistencia de la clorita, cuya estructura original de 14 Å no se modifica con este tratamiento. Dos de las muestras analizadas presentaron un conjunto de reflexiones ubicadas a 12.6 Å, 8 Å, 6.2 Å, 4.8 Å y 3.5 Å que no muestran cambios significativos luego del

Tabla 2. Mineralogía de los filosilicatos en la fracción arcillosa establecida mediante difracción de rayos X.

Muestra	Illita	Clorita	Esmectita	Bertierina	Vermiculita	I/S	I/Chl	Chl/Vm
Lag	A	ME	ME	?	-	-	PA	-
LD1	MA	?	ME	-	-	-	-	-
LD2	MA	-	-	-	-	-	-	-
LD3	MA	E	?	-	ME	ME	-	-
LD6	MA	E	E	-	-	ME	-	ME
LD7	MA	?	ME	ME	-	?	E	-
LD8	MA	ME	ME	-	-	-	-	ME
LD9	MA	-	ME	-	-	-	-	-

MA: muy abundante (100–75%); A: abundante (74–50%); PA: poco abundante (49–25%); E: escaso (24–11%); ME: muy escaso (10–0%). I/S: illita/esmectita, I/Chl: illita/clorita, Chl/Vm: clorita/vermiculita.

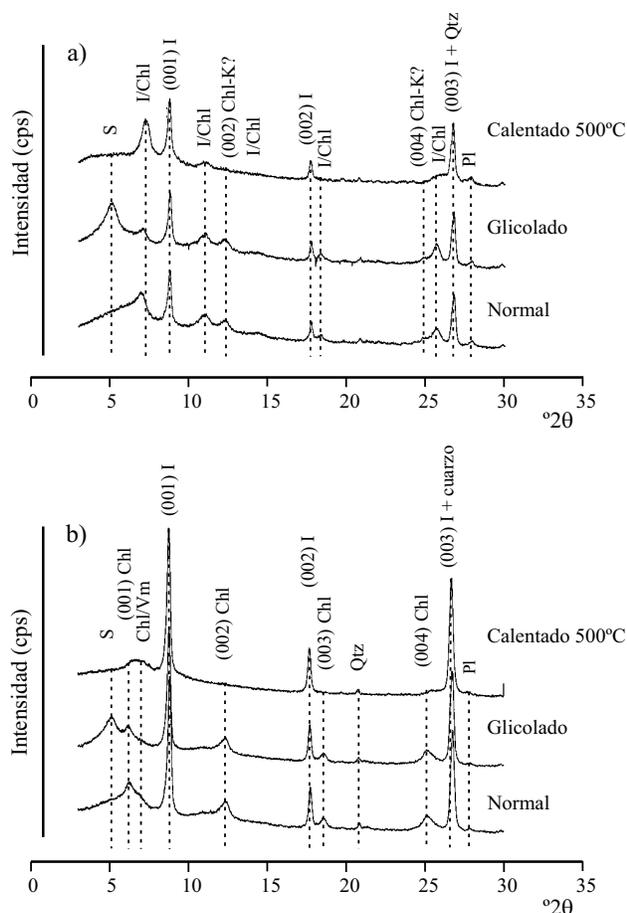


Figura 4. Difractogramas de la fracción con tamaño de arcilla secada al aire, glicolada y calentada a 500 °C de las metapelitas (a) Lag y (b) LD6. S: esmectita, I: illita, Chl: clorita, K: caolinita, Qtz: cuarzo, Pl: plagioclasa, Vm: vermiculita.

glicolado, mientras que al calcar la reflexión ubicada a 12.6 Å se desplaza a 12.2 Å y se torna más intensa (Figura 4a). Este comportamiento es compatible con un interstratificado Ms/Chl. Un interstratificado de estas características ha sido descrito por Do Campo y Nieto (2005) en pizarras de la Formación Puncoviscana.

ÍNDICE DE KÜBLER

Las mediciones se realizaron en muestras de rocas metapelíticas pertenecientes al miembro superior (Figura 2b). Los valores obtenidos se ubican entre 0.40 y 0.25 Δ°2θ, rango que comprende desde la anquizona débil hasta el límite con la epizona, siendo el valor medio de IK=0.31 Δ°2θ (anquizona media). En la sección estudiada no se observó ninguna tendencia entre los valores de IK y la posición estratigráfica de las muestras, probablemente debido a la corta extensión del afloramiento y al plegamiento por el que está afectado (Figura 2a).

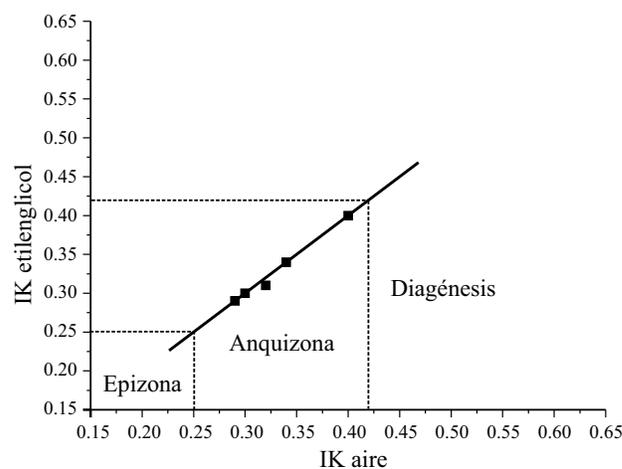
En las muestras que contienen esmectita, la medición del IK se realizó tanto sobre los preparados secados al aire

como sobre los tratados con etilenglicol, obteniéndose en ambos casos resultados muy similares (Figura 5). Esto indica que no existe interferencia de capas expandibles en la reflexión (001) de la illita.

DISCUSIÓN

Procesos posdeposicionales en la Formación La Aguadita

La existencia de una fábrica tectónica (S₁), oblicua al S₀, en las rocas de la Formación La Aguadita, indica que el proceso metamórfico que alcanzó el grado de anquizona fue concomitante con un episodio deformacional, durante el cual los granos detríticos y los neoformados se orientaron en función del esfuerzo principal al que fueron sometidas las rocas. Se observaron diferencias en el desarrollo de la foliación S₁ entre los tres tipos litológicos descritos, las cuales se vinculan con las variaciones en el tamaño de grano y en el contenido de filosilicatos de las rocas (Figura 3 b-f). En las metaarcosas no se alcanzan a definir claramente las foliaciones S₀ y S₁ al microscopio, las cuales sí se identifican en las metagrauvas y metapelitas del miembro superior. Por su parte, en las metapelitas se desarrolla un clivaje suave que no alcanza a formarse en las metagrauvas, que presentan un clivaje grosero. Asimismo, las tres litologías muestran, en diferentes grados, evidencias de disolución



Muestra	IK aire (Δ°2θ)	IK etilenglicol (Δ°2θ)
Lag	0.32	0.31
LD 1	0.40	0.40
LD 2	0.26	
LD 3	0.29	
LD 6	0.30	0.30
LD 7	0.29	0.29
LD 8	0.34	0.34
LD 9	0.25	

Figura 5. Gráfico de correlación entre los valores de IK obtenidos para los agregados orientados secados al aire y aquéllos tratados con etilenglicol. La línea de trazo grueso corresponde a la recta de correlación 1:1.

por presión, disolución–recristalización y de rotación mecánica. Estos procesos se asocian con la aparición de la foliación S_1 e indican un estadio inicial de desarrollo de clivaje tectónicamente inducido. Como producto de estos procesos también se forman en las rocas los dominios P y Q alternantes mencionados anteriormente. Estos dominios se generan en condiciones de anquizona y, al igual que las dislocaciones intracristalinas (extinción ondulosa, subgranos y nuevos límites de granos), se vinculan a los primeros estadios del desarrollo del clivaje (Knipe, 1981; Merriman y Peacor, 1999). La foliación no penetrativa S_2 , presente en algunas metapelitas, estaría señalando un episodio deformacional de menor intensidad posterior a la blástesis y deformación principales, aunque no necesariamente separado en el tiempo.

Las características mineralógicas y texturales que presentan estas rocas concuerdan con los valores de IK medidos, que se ubican dentro del campo de la anquizona. La temperatura máxima alcanzada puede estimarse a partir de los valores de IK y, asumiendo un gradiente geotérmico apropiado, se pueden inferir las profundidades a las que fueron sometidas las rocas (Figura 6). Considerando que las rocas de la Formación La Aguadita presentan evidencias de que la deformación y el metamorfismo actuaron conjuntamente, lo cual es característico de un metamorfismo regional, y por otra parte el contexto de antepaís de retroarco postulado para la deposición de esta unidad (Astini *et al.*, 2004), es muy probable que el gradiente geotérmico para este episodio haya sido medio. Según los rangos de temperatura establecidos por Merriman y Peacor (1999) para el campo de la anquizona, las rocas de Loma de las Damas (IK: $0.40\text{--}0.25 \Delta^\circ 2\theta$) habrían estado sometidas a temperaturas entre 200 y 300 °C. Considerando un gradiente geotérmico de 30 °C/km, estas temperaturas implican profundidades del orden de 6.5 a 10 kilómetros (Figura 6).

El análisis mineralógico del conjunto de rocas estudiadas indica que la fracción tamaño arcilla de las metapelitas está dominada por illita, acompañada por escasa clorita, mientras que en algunas muestras representativas de las metaarcosas y metagrauvas la clorita es más abundante (Tablas 1 y 2). Esta marcada variación composicional entre las rocas de grano grueso y las metapelitas, sumada a las texturas vinculadas con procesos hidrotermales presentes en las areniscas (ver petrografía) sugiere la acción de fluidos hidrotermales, cuya circulación habría estado controlada por la permeabilidad de las rocas. Los fluidos hidrotermales habrían circulado en forma profusa en las rocas de grano más grueso, mientras que las metapelitas habrían sido escasamente afectadas debido a su menor permeabilidad. La asociación de minerales hidrotermales que presentan las metagrauvas y metaarcosas es de tipo propilítica, la que normalmente se vincula a zonas marginales de sistemas de alteración. En varios sistemas hidrotermales con alteración propilítica, la primera aparición de la epidota ha sido registrada por encima de la isoterma de 200 °C (Bird y Spieler, 2004). Las relaciones texturales entre los minerales

de alteración y los minerales generados durante el pico metamórfico muestran claramente que la propilitización se desarrolló posteriormente al episodio regional principal.

La presencia de esmectita e interestratificados I/S en la fracción $<2 \mu\text{m}$ de las metapelitas es incompatible tanto con el grado de anquizona media como con el desarrollo de la foliación metamórfica que presentan las rocas (Figura 6). Los interestratificados I/S y clorita/esmectita (Chl/S) son típicos de la diagénesis y la anquizona débil, mientras que en la anquizona media, tanto en las series de reacción de filosilicatos dioctaédricos como trioctaédricos están ausentes los minerales arcillosos expandibles. Cabe señalar que los interestratificados I/S son estables en un rango de temperatura variable que, por lo general, está en función del porcentaje de capas de illita que contienen y del tipo de ordenamiento que presentan. Mediante simulación realizada con el programa MULCALC, se encontró una buena correlación entre las reflexiones de I/S presente en las muestras LD3, LD6 y LD8 con el diagrama obtenido para un I/S compuesto por 50% illita – 50% esmectita y un ordenamiento tipo $R=0.5$. Un interestratificado de estas características es estable hasta los inicios de la diagénesis tardía (Merriman y Peacor, 1999; Figura 6), mientras que interestratificados con $>90\%$ de illita y $R>1$ son estables aún por encima del límite entre la diagénesis y la anquizona (Merriman y Peacor, 1999).

El rango de estabilidad de la esmectita llega a los 180°C, por lo que sería estable hasta la zona de diagénesis temprana o tardía. Sin embargo, la esmectita pura, al contrario que los interestratificados I/S ($<50\%$ I), no constituye una fase común en rocas sedimentarias, excepto en las bentonitas (Hillier com. pers., en Nieto *et al.* 2005), dado que la mayoría de las secuencias han experimentado algún grado de metamorfismo de bajo grado que llevó a la formación de capas illíticas, es decir a la formación de I/S a partir de la esmectita.

Tanto los interestratificados I/S como la esmectita presentes en las metapelitas de la Formación La Aguadita podrían haberse formado como resultado de la circulación de fluidos durante la etapa de enfriamiento del sistema hidrotermal que generó la asociación propilítica en las metaareniscas. Sin embargo, estas fases también podrían haberse generado debido a la circulación de aguas meteóricas con posterioridad al ascenso de la secuencia. Ambos procesos pueden considerarse como eventos de retrodiagénesis (Nieto y Peacor, 1993; Nieto *et al.*, 1994; Merriman y Peacor, 1999) ya que este término, según su definición más reciente (Nieto *et al.*, 2005), abarca todos los procesos de génesis mineral de muy baja temperatura que ocurren durante el ascenso de las rocas hacia la superficie, con posterioridad al metamorfismo progrado, incluyendo alteraciones de tipo hidrotermal. De acuerdo a la definición de estos autores, la retrodiagénesis no necesariamente tiene lugar durante el enfriamiento subsiguiente a las condiciones del pico metamórfico, sino que puede ocurrir en eventos independientes posteriores. La alteración de clorita trioctaédrica a esmectita

Zona metapelítica	Profundidad (km) gradiente 25 – 33°C/km	Temperatura (°C)	Indice de Kübler ($\Delta^{20} \text{Cu-Ka}$)	% illita-moscovita en I/S	Esmectita- clorita	Ordenam. Reichweite en I/S
Zona de diagénesis temprana	3.5 – 4	100	1.0	60 – 80	S-trioctaédrica	R=0 R=1 R>1
Zona de diagénesis tardía	6.5 – 8	200	0.42	90	Corrensita Corrensita-clorita	
Anquizona débil			0.30	95		
Anquizona intensa	10 – 12	300	0.25	99	Clorita	
Epizona						

Figura 6. Zonas metapelíticas, mostrando el índice de Kübler y otros indicadores del progreso de la reacción esmectita-I/S-illita-moscovita utilizados para acotar las zonas diagenético-metamórficas de las rocas estudiadas (modificado de Merriman y Peacor, 1999). Con una barra negra se señala el rango de IK obtenido y los rangos de temperatura y profundidad estimados para las muestras de la Formación La Aguadita en Loma de las Damas. Se observa que la zona en la que son estables la esmectita y el I/S (R = 0.5) no coincide con la zona definida por el rango de IK medido.

a escala regional, producto de la interacción de las rocas con aguas freáticas en un sistema abierto, ha sido descrita por Nieto *et al.* (1994) para pizarras en facies de esquistos verdes de la Sierra Espuña (Cordillera Bética, España), y por Do Campo y Nieto (2003) para rocas de la Formación Puncoviscana. En ambos trabajos se señala que la interacción entre el agua meteórica y la roca se habría producido luego del levantamiento de las respectivas unidades. La presencia de I/S vinculada a este tipo de interacción fue establecida en varias localidades (Jiang *et al.*, 1990; Nieto *et al.*, 2005), lo mismo que la de bertierina (Jiang y Peacor, 1992; Nieto *et al.*, 2005) y del interestratificado Chl/Vm (Nieto *et al.*, 2005). De acuerdo a los autores citados, tanto la bertierina como el interestratificado Chl/Vm se generan a partir de la alteración de clorita. Por otra parte, la esmectita está ampliamente distribuida en sistemas hidrotermales, en los cuales se forma a temperaturas por debajo de los 180 °C (Bird y Spieler, 2004). Mientras que la bertierina ha sido descrita como producto de reemplazo de clorita, en condiciones de desequilibrio, para ambientes vinculados a depósitos de sulfuros (Jiang y Peacor, 1992), y la vermiculita como producto de alteración de la clorita (De la Calle y Suquet, 1991).

Es claro que, en las rocas estudiadas, la génesis de

estos filosilicatos ha tenido lugar en un episodio posterior al que generó la illita y la clorita progradadas (200–300 °C) e incluso con posterioridad al episodio principal de alteración hidrotermal, durante el cual se formó la epidota blástica (>200 °C). Dado el pequeño tamaño de grano de las fases formadas a menos de 200 °C, sus relaciones texturales con los minerales formados a mayor temperatura no se pueden establecer empleando el microscopio óptico. Las mismas sólo podrían observarse mediante microscopía electrónica. Esto permitiría establecer si los minerales retrodiagenéticos (esmectita, I/S y Chl/Vm) se generaron en etapas tardías del proceso de alteración hidrotermal, o como producto de interacción con aguas meteóricas. Más allá de cual haya sido el tipo de evento que originó la esmectita, su formación tiene que haberse producido una vez que las rocas de Loma de las Damas alcanzaron profundidades menores que 5 km, dado que este mineral no es estable a temperaturas mayores que 180 °C.

Procesos posdeposicionales de otras unidades ordovícicas de la región

Mediciones preliminares de IK realizadas para las espesas sucesiones de los Grupos Famatina (Arenigiano, IK: 0.50 Δ^{20}) y Cerro Morado (Ordovícico Medio, IK: 0.68

$\Delta^{\circ}20$), expuestas ~30 km al oeste en la región más interna (*hinterland*) del cinturón plegado del Famatina y que se encuentran estratigráficamente por debajo de la Formación La Aguadita (Figuras 1a y b), indican que estas unidades se ubican en el campo de la diagénesis. Esto indica que las rocas de la Formación La Aguadita habrían alcanzado niveles estructurales más profundos que las rocas más antiguas de los Grupos Famatina y Cerro Morado. Este hecho, que será analizado más detalladamente en trabajos posteriores, refleja la compleja historia geológica del Sistema de Famatina, que sólo podrá ser dilucidada mediante detallados estudios estructurales, petrográficos y mineralógicos.

Relación entre los afloramientos de Loma de las Damas y Quebrada de Paimán

Los afloramientos de rocas metasedimentarias de las localidades de Loma de las Damas y Quebrada de Paimán han sido asignados a la Formación La Aguadita (Durand y Aceñolaza, 1990; Durand *et al.*, 1992, 1994; Rossi *et al.*, 1997). Sin embargo, los mismos se encuentran en escamas estructurales diferentes (Figura 2a) y presentan diferencias entre sus rasgos mineralógicos, microestructurales y estructurales que permiten delinear diferentes hipótesis acerca de sus relaciones estratigráficas.

El plegamiento que afecta al afloramiento de Loma de las Damas fue descrito por Dávila (2003) y Astini *et al.* (2004). Estos autores describen pliegues de clase 2 (similares) que pueden llegar a clase 3 en las litologías más finas. El clivaje de fractura S_1 tiene una orientación $340^{\circ}/35^{\circ}E$, siendo subparalelo al S_0 ($350^{\circ}/55^{\circ}E$). Las rocas aflorantes en la Quebrada de Paimán forman parte de la escama de la Sierra de Paimán, ubicada al este del corrimiento Chañarmuyo (Dávila, 2003). Estas rocas representan una secuencia transpuesta con pliegues con charnelas relicíticas, con flancos adelgazados y desmembrados y con la foliación S_1 ($330^{\circ}/subv.$) paralela al S_0 (Collo, 2002).

De acuerdo a los datos aportados en este trabajo, el grado metamórfico de las rocas de Loma de las Damas abarca desde la anquizona débil a la anquizona intensa (IK: 0.40–0.25 $\Delta^{\circ}20$), lo cual implica temperaturas entre 200 y 300 °C (Merriman y Peacor, 1999), siendo la illita el filosilicato predominante, con clorita subordinada (Tabla 2, Figura 4a y b). En cambio, las rocas de la Quebrada de Paimán se encuentran metamorfizadas en facies de esquistos verdes, en zona de clorita transicional a zona de biotita, lo que indica temperaturas de alrededor de 400 °C para el pico del metamorfismo (Collo, 2002). También difiere la mineralogía de la fracción fina, que en las rocas de Quebrada de Paimán está compuesta por illita y clorita en proporciones similares. La presencia de abundante clorita en estas rocas pelíticas, estaría indicando la existencia de un componente volcánogénico intermedio a máfico significativo en el área fuente, el cual habitualmente se asocia con sistemas de arco andesíticos (Jiang y Peacor, 1994); mientras que las rocas

pelíticas con bajo contenido de filosilicatos trioctaédricos, como las de Loma de las Damas, indicarían una derivación a partir de áreas fuente cratónicas.

Si tanto el afloramiento de Lomas de las Damas como el de Quebrada de Paimán correspondieran a la Formación La Aguadita, ambos deberían haber estado sujetos a un episodio metamórfico regional común. En este caso, las diferencias en el grado metamórfico y en las estructuras deformacionales señalarían que en el transcurso de este episodio las rocas habrían formado parte de niveles estructurales distintos. Si suponemos que las rocas de los dos afloramientos son el producto del mismo evento, las rocas de Loma de las Damas deberían haber ascendido ~6.5–10 km, mientras que las rocas de la Quebrada de Paimán se habrían exhumado ~13.5 km. Esto implica un rechazo diferencial entre ellas de aproximadamente 3.5–7 km. Tampoco resulta fácil explicar la diferencia en el grado metamórfico entre ambos afloramientos mediante un aumento pronunciado del mismo hacia el sureste, dado que tanto el análisis petrográfico como los IK medidos en perfiles perpendiculares al rumbo de los afloramientos indican que en los mismos no existe un gradiente de temperatura de la magnitud que sería necesario para explicar las diferencias de grado existentes entre las rocas de ambas localidades (Figura 2a).

La otra hipótesis que se debe considerar es que los afloramientos de la Quebrada de Paimán correspondan a una unidad más antigua que la Formación La Aguadita. En este caso, el grado metamórfico alcanzado por cada uno de los afloramientos sería el producto de episodios regionales de diferente edad. Cabe destacar que las rocas de la Quebrada de Paimán son muy semejantes, tanto en su mineralogía como en el grado metamórfico que evidencian, a aquellas que tradicionalmente se asignan a la Formación Negro Peinado. En efecto, análisis por difracción de rayos X de la fracción arcillosa realizados para rocas de esta unidad, aflorantes en la quebrada del río Sarmiento (Figura 1a), evidenciaron una asociación de minerales de arcilla compuesta por illita y clorita en proporciones similares, semejante a la que presentan las metapelitas de la Quebrada de Paimán. Si, como parecen indicar los estudios realizados, las metasedimentitas de la Quebrada de Paimán corresponden a la Formación Negro Peinado, el metamorfismo y la deformación que presentan serían el resultado de un evento tectono-metamórfico previo al que afectó a las rocas de la Formación La Aguadita.

Existen evidencias que indican que para el Carbonífero superior gran parte de las rocas ordovícicas habrían estado exhumadas, conformando altos estructurales en los que se generaron paleovalles sobre los que se depositó la Formación Agua Colorada (Limarino y Gutiérrez, 1990; Ezpeleta *et al.*, 2003). En el caso del afloramiento de la Quebrada de Paimán (Aceñolaza y Lech 1996) esto es evidente, dado que el conglomerado basal de la formación carbonífera contiene abundantes clastos de filita. En este contexto, la exhumación de las rocas de Loma de las Damas y Quebrada de Paimán puede atribuirse a la dinámica ins-

talada en el margen occidental de Gondwana previamente a dicho período (Dávila *et al.*, 2003; Steenken *et al.*, 2004; Cawood, 2004).

Ubicación temporal de los eventos posdeposicionales

Los sedimentos de la Formación La Aguadita, cuya deposición tuvo lugar durante el Ordovícico Medio, fueron posteriormente soterrados alcanzando un metamorfismo de grado anquizona, en el cual la blástesis mineral fue concomitante con la deformación. Si bien este episodio tectono-metamórfico no ha sido datado por métodos isotópicos, algunas evidencias geológicas permiten acotar su edad. La escama La Aguadita está limitada hacia el O por la faja milonítica de Angulos (Dávila, 2001; Figuras 1b, 2a y 2b), la cual presenta una cinemática directa y afecta a los granitoides famatinianos. El carácter extensional de esta faja la diferencia claramente de otras fajas miloníticas de la región de cinemática compresiva, que han sido asignadas al Devónico (Höckenreiner *et al.*, 2003). La faja milonítica de Angulos estaría señalando la finalización de un período de dinámica compresiva en el antepaís de retroarco y la instalación de una dinámica extensional en la región. Su desarrollo podría estar vinculado al episodio que originó la profusa filonación de lamprófiros y rocas básicas asociadas, asignadas al Silúrico tardío – Devónico temprano (Toselli *et al.*, 1996). En este caso, el episodio tectono-metamórfico habría tenido lugar previamente a la formación de la faja milonítica de Angulos. En este marco, es probable que la deformación de las rocas de Loma de las Damas se haya producido antes de la finalización del Ordovícico, en las etapas póstumas del orógeno oclóyico.

Resta establecer además la edad de la alteración hidrotermal que afectó a las rocas de la Formación La Aguadita. Esta alteración podría haber sido producida por la acción de los fluidos distales del sistema hidrotermal del granito Potrerillos (Figura 2a) que se encuentra actualmente a pocos kilómetros al este del afloramiento en estudio. Según Pérez y Kawashita (1992), la intrusión de dicho granito se habría producido en el Devónico, aunque no debe descartarse que el mismo forme parte del gran conjunto de granitos postectónicos intrusados durante el Carbonífero inferior en el Sistema de Famatina (Dahlquist *et al.*, 2004). Sardi y Rossi-de Toselli (2000) señalan que en el granito Potrerillos habrían circulado fluidos hidrotermales en etapas postmagmáticas, que habrían generado la moscovitización y albitización del cuerpo ígneo.

La génesis de la esmectita, bertierina, vermiculita y de los interstratificados I/S y Chl/Vm presentes en las rocas no puede establecerse con certeza. Estos minerales serían el resultado de un proceso de retrodiagénesis, promovido por la circulación de fluidos durante las etapas póstumas del evento de alteración hidrotermal, o bien por la interacción de las rocas con aguas meteóricas posteriormente a su ascenso. En cualquier caso, estas transformaciones minerales

habrían ocurrido con anterioridad al Carbonífero superior, ya que numerosas evidencias indican que para este período las formaciones ordovícicas conformaban el sustrato de la región sobre el que se depositó la Formación Agua Colorada del Paleozoico superior que carece de deformación (Astini, 1998; Höckenreiner *et al.*, 2003).

CONCLUSIONES

Las rocas de la Formación La Aguadita aflorantes en Loma de las Damas registran una compleja historia posdeposicional que permite diferenciarla del resto de las unidades ordovícicas de la región del Famatina. Las características mineralógicas y texturales de estas rocas han permitido determinar que las mismas estuvieron sometidas al menos a dos procesos posdeposicionales claramente identificables. Durante el primero de ellos, de mayor intensidad y el que mejor se preserva, ocurre la blástesis mineral coincidentemente con el desarrollo de un clivaje S_1 . Análisis de DRX realizados en la fracción arcillosa de las metapelitas indican que la illita es el principal mineral formado durante este episodio, acompañado por clorita poco abundante y por la recristalización de cuarzo y feldespato. Los valores del IK obtenidos indican que este episodio tectono-metamórfico de muy bajo grado tuvo lugar en el campo de la anquizona ($IK = 0.40 - 0.25 \Delta^{\circ}2\theta$), con temperaturas estimadas entre 200 y 300 °C y a profundidades entre 6.5 y 10 km.

El segundo proceso identificado, posterior al episodio tectono-metamórfico principal, consiste en una alteración hidrotermal de tipo propilitica, vinculada a zonas marginales de un sistema de alteración. Durante este episodio tuvo lugar la blástesis de epidota y clorita en las rocas de grano más grueso, que habrían sido afectadas diferencialmente, en contraste con las metapelitas de grano más fino que no habrían sido modificadas por este proceso, dada su menor permeabilidad.

En estas últimas rocas, la presencia de esmectita, bertierina y vermiculita, así como de los interstratificados I/S y Chl/Vm, es incompatible tanto con un metamorfismo de grado anquizona como con las temperaturas estimadas para el desarrollo de la asociación de clorita y epidota en las rocas de grano grueso. Estos minerales se habrían formado durante un evento de retrodiagénesis, producido por la circulación de fluidos de baja temperatura (<180 °C) durante las etapas póstumas de la alteración hidrotermal, o bien mediante la interacción de las rocas con aguas meteóricas.

Las diferencias mineralógicas y de grado metamórfico entre las rocas de Loma de las Damas y Quebrada de Paimán indicarían que se trata de unidades diferentes, afectadas por episodios tectono-metamórficos independientes. Por otra parte, las características de las rocas de Quebrada de Paimán son similares a las de las metasedimentitas de la Formación Negro Peinado, por lo cual se las reasigna, tentativamente, a dicha formación. Esta asignación queda sujeta a corroboración mediante estudios geoquímicos y

geocronológicos complementarios.

Las características mineralógicas, texturales y los IK medidos para la Formación La Aguadita, son sustancialmente diferentes a los obtenidos por análisis preliminares para los Grupos Famatina y Cerro Morado, lo cual indica que la Formación La Aguadita tuvo una historia posdeposicional diferente a la que habrían tenido otras unidades ordovícicas del Sistema de Famatina.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba (62/03 SECYT-UNC), a la Agencia Nacional de Promoción de Ciencia y Tecnología (PICT-2002/07-11741 FONCYT/ANCYT) y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PIP-2000-02971 CONICET) que subsidian nuestros proyectos de investigación. Este trabajo constituye un adelanto de aspectos parciales de la tesis doctoral de la primera autora en la UNC, actualmente en ejecución. Los análisis petrográficos y mineralógicos fueron realizados en los laboratorios de Petrología de la Universidad Nacional de Córdoba, en el Centro de Investigaciones Geoquímicas y de procesos de la Superficie (CIGES) y en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS). Las correcciones y aportes realizados por el Dr. Fernando Nieto en la revisión del trabajo contribuyeron a su enriquecimiento. Se agradecen además los comentarios realizados por los revisores Dr. Liberto de Pablo y Dr. Victor A. Ramos.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G., Lech, R.R., 1996, Geología del Neopaleozoico sedimentario de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja, Argentina, en Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J. (eds.), Geología del Sistema de Famatina: Münchner Geologische Hefte, 19 (Reihe A), 97-101.
- Astini R.A., 1998, El Ordovícico en la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina); aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53(4), 445-460.
- Astini, R.A., 2003, The Ordovician Proto-Andean basins, en Benedetto, J.L. (ed.), Ordovician Fossils of Argentina: Córdoba, Argentina, Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 1-74.
- Astini, R.A., Dávila, F.M., 2004, Ordovician back arc foreland and Ocolytic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion: Tectonics, 23, TC4008, doi:10.1029/2003TC001620.
- Astini, R.A., Dávila, F.M., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., 2003, Ordovician back-arc clastic wedge in the Famatina Ranges; new ages and implications for reconstruction of the Proto-Andean Gondwana Margin, en Albanesi, G.L., Beresi, M.S., Peralta, S.H. (eds.), Ordovician from the Argentina: Serie Correlación Geológica, 17, 375-380.
- Astini, R.A., Dávila, F.M., Collo, G., Martina, F., 2004, La Formación La Aguadita (Ordovícico medio-superior); su implicancia en la evolución temprana del Famatina y como parte del orógeno ocolítico en el noroeste argentino: Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie D, 67-84.
- Barazangi, M., Isacks, B.I., 1976, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America: Geology, 4(11), 686-692.
- Bird, D.K., Spieler, A.R., 2004, Epidote in Geothermal Systems: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 56, 235-300.
- Brussa, E.D., Toro, B.A., Benedetto, J.L., 2003, Biostratigraphy, en Benedetto, J.L. (ed.), Ordovician Fossils of Argentina: Córdoba, Argentina, Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 75-90.
- Cawood, P.A., 2004, Terra Australis Orogen; Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic: Earth Science Reviews, 69(3-4), 249-279.
- Collo, G., 2002, Petrografía y Estructura de las Metamorfitas de Bajo Grado de la quebrada de Paimán; Provincia de La Rioja: Córdoba, Argentina, Universidad Nacional de Córdoba, Escuela de Geología, trabajo final, 64 p.
- Dahlquist, J.A., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Saavedra, J., Alasino, P.H., 2004, Los granitoides de la Sierra de Chepes y su comparación con granitoides paleozoicos de Sierras Pampeanas; Implicancias para el Orógeno Famatiniano: Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie D, 87-108.
- Dávila, F.M., 2001, Las milonitas de Angulos: una faja de cizalla dúctil con cinemática normal en el Sistema de Famatina: Avances en Microtectónica, Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, 5, 113-116.
- Dávila, F.M., 2003, Transecta Estratigráfica-Estructural a los 28°30'-28°45' de Latitud Sur, Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja, Argentina: Córdoba, Argentina, Universidad Nacional de Córdoba, tesis doctoral, 516 p.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Schmidt, C.J., 2003, Unraveling 470 m.y. of shortening in the Central Andes and documentation of type 0 superposed folding: Geology, 31(3), 275-278.
- De la Calle, C., Suquet, H., 1991, Vermiculite, en Bailey, S.W. (ed.), Hydrous phyllosilicates: Reviews in Mineralogy, 19, 455-496.
- Do Campo, M., Nieto, F., 2003, Transmission electron microscopy study of very low-grade metamorphic evolution in Neoproterozoic pelites of the Puncoviscana formation (Cordillera Oriental, NW Argentina): Clay Minerals, 38, 459-481.
- Do Campo, M., Nieto, F., 2005, Origin of mixed-layered (R1) muscovite-chlorite in an anchizonal slate from Puncoviscana formation (Salta Province, Argentina): Clay Minerals, 40, 317-332.
- Durand, F. R., Aceñolaza, F.G., 1990, Caracteres faunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) del Noroeste Argentino; el Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino: Serie Correlación Geológica, 4, 71-112.
- Durand, F.R., Aceñolaza, F.G., Esteban, S.B., 1992, El Proterozoico superior y Cámbrico inferior metasedimentario de la región de Bordo Atravesado y extremo norte de la Sierra de Paimán, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja: Serie Correlación Geológica, 9, 31-40.
- Durand, F.R., Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Rossi de Toselli, J.N., 1994, Evolución geológica del Sistema de Famatina durante el Precámbrico y Paleozoico: Tucumán, Argentina, Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Serie Monográfica y Didáctica, 14, 76 p.
- Ezpeleta, M., Dávila, F.M., Astini, R.A., 2003, Geofomas relictuales de la glaciación Gondwánica en el extremo sur de la Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Argentina, en II Congreso Nacional de Cuaternario y Geomorfología, Actas, Tucumán, 22-24 de septiembre: Tucumán, Argentina, Instituto de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Tucumán, 267-274.
- Finney, S., Gleason, J., Gehrels, G., Peralta, S., Aceñolaza G., 2003, Early Gondwanan connection for the Argentine Precordillera terrane: Earth and Planetary Science Letter, 205, 349-359.
- Guggenheim, S., Bain, D., Bergaya, F., Brigatti, M., Drits, V., Eberl, D., Formoso, M., Galán, E., Merriman, R., Peacor, D., Stanjek, H., Watanabe, T., 2002, Report of the Association International

- pour L'Etude Des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2001; Order, Disorder and Crystallinity in Phyllosilicates and the use of the "Crystallinity Index": *Clays and Clay Minerals*, 50, 406-409.
- Hatcher, R.D.Jr., 1995, *Structural Geology. Principles, Concepts, and Problems*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 350-378.
- Höckenreiner, M., Söllner, F., Miller, H., 2003, Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 45-66.
- Jiang, W.T., Peacor, D.R., 1992, Microstructures, mixed layering, and polymorphism of chlorite and retrograde berthierine in the Kidd Creek massive sulphide deposit, Ontario: *Clays and Clay Minerals*, 40, 501-514.
- Jiang, W.T., Peacor, D.R., 1994, Prograde transitions of corrensite and chlorite in low-grade pelitic rocks from the Gaspé Peninsula, Quebec: *Clays and Clay Minerals*, 42, 497-517.
- Jiang, W.T., Essene, E.J., Peacor, D.R., 1990, Transmission electron microscopic study of coexisting pyrophyllite and muscovite; direct evidence for the metastability of illite: *Clays and Clay Minerals*, 38, 225-240.
- Kisch, H.J., 1991, Illite crystallinity; recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples: *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 665-670.
- Knipe, R.J., 1981, The interaction of deformation and metamorphism in slates: *Tectonophysics*, 78, 249-272.
- Kübler, B., 1968, Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite; état des progrès réalisés ces dernières années: *Bulletin du Centre de Recherches de Pau-Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA)*, 2, 385-397.
- Limarino, C., Gutiérrez, P., 1990, Diamictites in the Agua Colorada Formation (Northwestern Argentina); new evidence of the Carboniferous glaciation in South America: *Journal of South American Earth Sciences* 3(1), 9-20.
- Merriman, R.J., Peacor, D.R., 1999, Very low grade metapelites; mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress, *en* Frey, M., Robinson, D. (eds.), *Low-Grade Metamorphism*: Oxford, Blackwell Science, 10-60.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1997, *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*: Oxford, Oxford University Press. 378 p.
- Nieto, F., Peacor, D.R., 1993, Regional retrograde alteration of prograde pelite sequences to lower grade hydrated assemblages: *Terra Abstract*, 5, 419.
- Nieto, F., Velilla, N., Peacor, D., Ortega Huertas, M., 1994, Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 243-252.
- Nieto, F., Mata, P.M., Bauluz, B., Giorgetti, G., Arkai, P., Peacor, D.R., 2005, Retrograde diagenesis, a widespread process on a regional scale: *Clay Minerals*, 40, 93-104.
- Ogg, J.G., 2004, Status of Divisions of the International Geologic Time Scale: *Lethaia*, 37, 183-199.
- Passchier, C., Trouw, R.A.J., 1998, *Microtectonics*: New York, Springer, 289 p.
- Pérez, W., Kawashita, K., 1992, K/Ar and Rb/Sr geochronology of igneous rocks from the Sierra de Paimán, northwestern Argentina: *Journal of South American Earth Science*, 5, 251-264.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987, *The Techniques of Modern Structural Geology*: Academic Press, 700 p.
- Rossi, J.N., Durand, F.R., Toselli, A.J., Sardi, F.G., 1997, Aspectos estratigráficos y geoquímicos comparativos de basamento metamórfico de bajo grado del Sistema de Famatina, Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4), 469-480.
- Sardi, F.G., Rossi de Toselli, J.R., 2000, Caracteres petrográficos del stock granítico de Potrerillos y su depósito de W-Mo-Sn asociado, Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1*, 883-894.
- Steenken, A., Wemmer, K., López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., 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.
- Toselli, A.J., Saavedra, J., Durand, F.R., Rossi de Toselli, J.N., Pellitero, E., 1996, Lamprófitos del Sistema de Famatina, *en* Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A. (eds.), *Geología del Sistema de Famatina*: *Münchner Geologische Hefte, Reihe A*, 9, 275-281.
- Warr, L.N., Rice, A.H.N., 1994, Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data: *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.

Manuscrito recibido: Febrero 22, 2005

Manuscrito corregido aceptado: Agosto 8, 2005

Manuscrito aceptado: Agosto 8, 2005